
Г. В. ШУБИН

**Типы
золоторудной
минерализации
Даурской
зоны**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ РУДООБРАЗОВАНИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ СИБИРИ

Г. В. ШУБИН

ТИПЫ
ЗОЛОТОРУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ
ДАУРСКОЙ ЗОНЫ
(закономерности их размещения)

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Н. А. Росляков*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1984



4528

Шубин Г. В. Типы золоторудной минерализации Даурской зоны (закономерности их размещения). — Новосибирск: Наука, 1984.

В монографии обсуждаются вопросы тектонического развития региона. Выделяются макроступичные структуры, анализ исторического развития которых позволил установить направленную временную последовательность в формировании магмо-рудоконтролирующих структур, магматизма и типов золоторудной минерализации и закономерности размещения определенных серий изверженных пород вулканоплутонической ассоциации и золоторудной минерализации. Рассматриваются парагенетические связи золотого оруденения с соответствующими интрузивными сериями базальтоидного магматизма с щелочным уклоном, завершившегося серией дайковых пород.

Книга предназначена для геологов, занимающихся изучением закономерностей размещения месторождений, вопросами рудообразования, структуры рудных полей, магматизмом и формационным анализом.

РЕЦЕНЗЕНТЫ

д-р геол.-мин. наук Ю. Г. Щербаков,
д-р геол.-мин. наук С. С. Ильенок

Введение

Успехи геологической науки, особенно учения о закономерностях развития и размещения месторождений полезных ископаемых, накопление знаний об их генетических особенностях — все это позволяет эффективно решать одну из задач, стоящих перед геологической службой страны: расширять изучение земных недр и разведку минерально-сырьевых ресурсов прежде всего в районах, наиболее экономически выгодных для промышленного освоения. В этом отношении заслуживает внимания Даурская зона как старейший золоторудный район Забайкалья, в котором формирование месторождений было связано с проявлением мезозойской тектономагматической активизации.

Изучение генезиса рудных месторождений с учетом региональных закономерностей их размещения представляет один из основных разделов учения о рудных месторождениях и должно рассматриваться как составная часть металлогенических исследований. Появившиеся в 70-е годы представления о процессах тектономагматической активизации позволяют по-новому рассматривать формирование и размещение ряда месторождений во времени и пространстве. В металлогении областей тектономагматической активизации на современном этапе наиболее актуальны следующие вопросы:

роль разломов в процессах активизации, их рудогенерирующее и рудоконтролирующее значение в формировании месторождений;

геолого-тектонические условия размещения месторождений в структурах, возникающих в областях активизации;

генетические особенности рудных формаций областей тектономагматической активизации, специфика эндогенных месторождений; геохимические условия их образования, источники рудного вещества;

металлогеническая специализация и классификация месторождений областей активизации [Металлогения..., 1973].

На примере Даурской зоны мы покажем, что в процессе развития тектономагматической активизации осуществляется тесная взаимосвязь и направленная эволюция тектонических структур, магматизма и оруденения. Это, в свою очередь, определяет закономерности локализации оруденения, обусловленные волновым развитием блоковых структур положительного знака с вертикальной и латеральной миграцией единой тектоно-рудномагматической системы. Иными словами, между геолого-тектоническим развитием земной коры в отдельных участках областей тектономагматической активизации, с одной стороны, и направленной эволюцией магмо-рудоконтролирующих структур, магматизма и вещественного состава рудных месторождений — с другой, существует определенная генетическая или парагенетическая связь.

Изучение материалов при проведении крупномасштабных съемок с попутными геохимическими и геофизическими исследованиями позволило нам рассмотреть геологию, структуру, условия поведения и локализации оруденения, генетические особенности основных типов золоторудной минерализации.

В оформлении материалов полевых исследований, легших в основу работы, автору помогли С. А. Чубаров, В. М. Волков, А. Я. Пшеничкин, Ю. А. Аферов, Э. П. Динер и А. И. Шевцов. Пользуясь случаем, автор выражает им глубокую признательность. Особенно благодарен он д-ру геол.-мин. наук Н. А. Рослякову за обсуждение рукописи и высказанные им ценные советы.

Общие сведения о геологии региона

Восточная часть Даурской зоны с запада ограничена Бирда-Оленгуйской, а с востока Онон-Турипской зонами глубинных разломов и отвечает Кыра-Дарасунскому блоку с интенсивным мезозойским магматизмом и оруденением, связанных с развитием Южно-Даурского свода [Горжевский и др., 1967] (рис. 1). Кыра-Дарасунский блок располагается в области повышенных градиентов гравитационного поля и служит естественной юго-восточной границей, вдоль которой мощность земной коры уменьшается от 55—50 км в осевой части Южно-Даурского свода до 45—40 км в Агинской структуре (рис. 2).

В Южно-Даурском своде исследователи выделяют два золоторудных района: на юге Верхне-Ононский и на севере Тура-Илинский (рис. 3). При рассмотрении металлогении этих районов основное внимание мы уделяли геолого-тектонической характеристике, изучению и выявлению общих закономерностей размещения мезозойского магматизма и связанного с ним оруденения в определенных структурных элементах на фоне тектонической активизации Южно-Даурского свода.

В геолого-тектоническом развитии рассматриваемого региона можно вычленить два главных этапа: геосинклиальный и континентальный.

Геосинклиальный этап характеризовался накоплением, пликтивными и разрывными дислокациями, метаморфизацией осадочных пород девона, карбона и перми, ранними стадиями развития Южно-Даурского свода, сопровождающимися формированием зон повышенной трещиноватости и локальных прогибов, выполняемых осадочными породами триаса и последующей слабой их дислокацией, становлением гранодиоритов (см. рис. 3). В этот ранний этап развития региона шло формирование филлитов нижнепалеозойской серии, филлитизированных песчаников, конгломератов и полосчатых алевролитов среднепалеозойской серии, филлитизированных песчаников с прослоями алевролитовых сланцев и зеленокаменных эффузивов, кристаллических сланцев, гнейсов ниже-среднепалеозойской серии, толщ пересланяющихся полимиктовых песчаников, сланцев, гравелитов и конгломератов (нередко в прогибе грабен синклинального

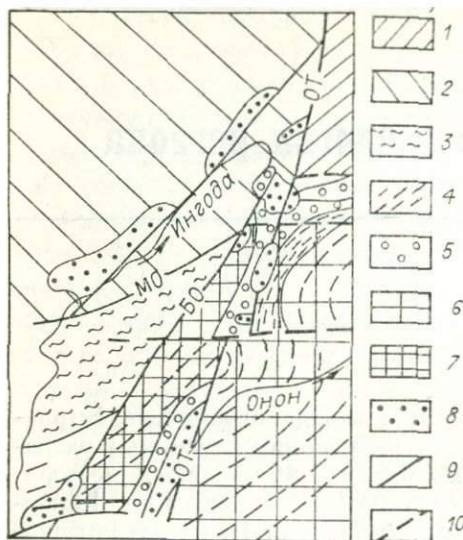


Рис. 1. Схема расположения главных глубинных разломов [Фогельман, 1965].

1—4 — области складчатости протерозойской (1), байкальской (2), средне- (3) и верхнепалеозойской (4), 5 — зоны развития приразломных прогибов и эффузивного магматизма, 6 — Агинское поднятие, 7 — Кыра-Дарасунский блок, 8 — впадины забайкальского типа, выполненные континентальными отложениями верхней юры — нижнего мела, 9 — региональные структурные швы: МО — Монголо-Охотский, ОТ — Онон-Туринский, БО — Бырца-Оленгуйский, 10 — скрытые разломы фундамента.

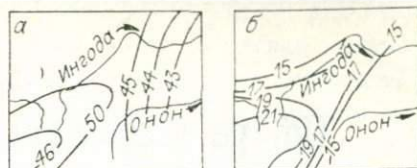


Рис. 2. Изолинии [Менякер, 1970] мощности земной коры (а) и глубины залегания кровли (б) базальтового слоя (граница Конрада), км.

типа) верхнепалеозойско-нижнемезозойской серии; становление гранитов и гранодиоритов верхнетриасово-нижнеюрского кыринского комплекса, прорывающих и метаморфизирующих смятые в складки породы перечисленных выше серий. Все эти образования слагают палеозойско-нижнемезозойский структурный ярус.

На континентальном этапе шло дальнейшее развитие Южно-Даурского сводового поднятия, обособился Кыра-Дарасунский блок, подновились существующие и возникли новые зоны повышенной трещиноватости как вестники глубинных разломов, формировались де-

прессии; изливались эффузивы, становился дайковый комплекс, который совместно с рядом мелких гранитоидных тел составляет сохондинско-харалгинскую вулканоплутоническую ассоциацию; развивалась золото-кварцево-сульфидная, золото-серицит-сульфидная и золото-альбит-кварцевая минерализация. В этот этап формировалась средне-верхнеюрская вулканоплутоническая ассоциация, представленная покровами кварцевых порфиров, андезитовых порфиритов, андезитобазальтов, андезитодацитов, дацитов, фельзитов, их туфов, туфолов, лавобрекчий, субвулканическими телами кислого и среднего состава, которые являются «корнями» эффузивных покровов.

Тогда же формировался и комплекс дайковых пород (илагиогранит-гранодиорит-гранит-сиенит- и фельзит-порфиры, лампрофиры, диоритовые и диабазовые порфириты, микродиорит-порфириты и диориты), с которым генетически связаны полезные ископаемые. Депрессии заполнялись континентальными углистыми алевролитами, песчаниками, конгломератами, глинами, пластами угля верхнемезозойской серии. В северной (Тура-Илинской) части региона проявился нижнемеловой магматизм, в результате чего образовались

локальные субвулканические аппараты типа взрывных трубок, брекчиевых даек и взрывных куполов с разной степенью участия в них фельзитовых лав трахилиларитового характера. Все эти образования создали средне-верхнемезозойский структурный ярус.

В тектоническом строении рассматриваемого региона можно выделить шесть крупных структурных элементов:

западное обрамление Агинского массива, сложенного метаморфизованными палеозойскими отложениями;

опрокинутое северное крыло Эрен-Дабанского антиклинория, представленное метаморфизованными породами нижне- и среднепалеозойского возраста;

верхнепалеозойско-нижнемезозойское складчатое поле;

массивы гранитоидов кыринского и харалгинского комплексов;













вулканогенно-осадочные образования с эффузивами трещинного или центрального типа;

мезокайнозойские впадины: Алтано-Кыра-Бырдцинская, Овонская, Тыргетуй-Жимбиринская, Бальзинская, Оленгуйская и другие, заложенные по Бырца-Оленгуйской и Онон-Туринской зонам разломов. Эти впадины представляют собой грабен-синклинали, фундамент которых имеет блоковое строение и сложен складчатыми толщами метаморфизованных пород, гранитоидами кыринского комплекса, на отдельных участках средне-верхнеюрскими интрузивными и эффузивными образованиями. Впадины выполнены туфогенно-осадочными породами юрского и нижнемелового возраста.

Для метаморфизованных пород характерна линейная напряженная складчатость широтного, восток-северо-восточного и северо-восточного простираний с углами падения $35-40^\circ$ и нередко с проявлением чешуйчатых надвигов.

В регионе отчетливо выделяются структурные направления $10-20^\circ$; $40-50^\circ$; $80-100^\circ$; $285-320^\circ$, которым подчинена конфигурация впадин, выгинутость магматических тел, ориентировка даек, дайкообразных тел, большинства разломов, представленных к настоящему времени сбросами и сбрососдвигами, и основных субширотных зон повышенной трещиноватости, определяющих размещение золоторудных месторождений.

В вышедшей в 1970 г. книге «Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья» были обобщены и проанализированы обширные материалы, касающиеся исследований по региональной геологии золота, дано представление о геолого-тектоническом строении Даурской зоны, ее магматизме и металлогении. В этой книге указывается, что вся история развития Даурской зоны начиная с триасово-юрского времени всегда рассматривалась как этап тектонической активизации, связанной с формированием Южно-Даурского сводового поднятия. Отмечается, что в регионе проявляются кыринский (180—250 млн. лет), сохондинский (150—175 млн. лет) и харалгинский (130—152 млн. лет) интрузивные комплексы. Характерная черта двух последних — четко выраженные гипабиссальные условия образования и связь с вулканоплутонической формацией Забайкалья [Томсон и др., 1963].

- | | | |
|---|--|---|
|  1 |  2 |  3 |
|  4 |  5 | |
|  6 |  7 | |
|  8 |  9 | |
|  10 |  11 | |
|  12 | | |

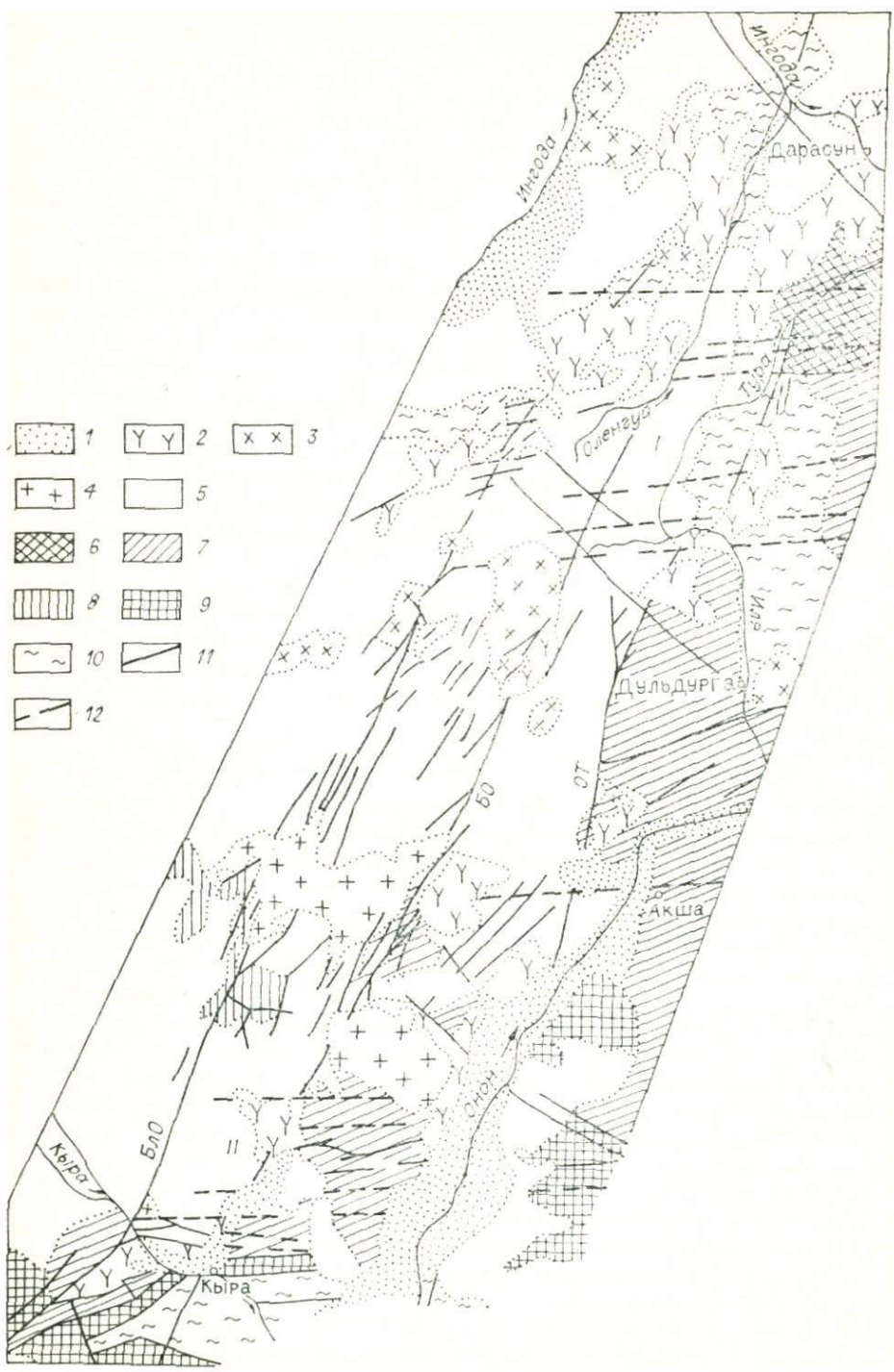


Рис. 3. Геолого-структурная схема юго-восточной части Даурской зоны (составлена с использованием материалов В. М. Ляхницкого, А. Д. Канищева, В. В. Старченко, Н. Н. Бицдемана, Н. А. Фогельман, И. Ф. Фомина и др.).

1 — средне- и верхнечетвертичные галечники, пески, глины, валуны, суглинки, илы; 2 — среднеюрско-нижнемеловые липаритовые и дацитовые порфиры, их туфы, андезиты, базальты, конгломераты, песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфолавы, игнибриды, пласты углей; 3 — верхнеюрский харалгаинский интрузивный комплекс (биотитовые и лейкократовые граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, диорит порфиры, микродиориты, диориты); 4 — среднеюрский сохондинский интрузивный комплекс (лиоритовые порфиры, диоритовые порфиры, микродиориты, кварцевые диорит-порфиры, гранит-порфиры, дациты, гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, кварцевые порфиры); 5 — триасовый кыринский интрузивный комплекс (биотитовые и биотит-роговообманковые, порой порфировидные граниты, гранодиориты, реже кварцевые диориты); 6 — верхнетриасовые полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, прослои алевролитовых сланцев; 7 — верхнепермско-нижнетриасовые песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки, кварциты; 8 — девонские порфиры, порфиroidы, спилиты, метаморфизованные песчаники и конгломераты, редко кварцево-серицит-хлоритовые сланцы, известняки; 9 — верхнепротерозойско-нижнепалеозойские биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, мраморы, порфиroidы, метаэффузивы основного состава, конгломераты, филлиты, песчаники, кварциты; 11 — зоны глубинных разломов: ОТ — Онон-Турунская, БО — Бырца-Оленгуйская и БЛО — Быльра-Оленгуйская; 12 — зоны повышенной трещиноватости и катаклаза, контролирующие золоторудную минерализацию; I, II — Тура-Илийский и Верхне-Ононский золоторудные районы.

Анализ литературы по геолого-тектоническому развитию Даурской зоны в средне-верхнеюрское время в условиях тектономагматической активизации позволяет уяснить общие вопросы, касающиеся золоторудных месторождений. Тектоническое развитие от средней юры до позднего мела характеризовалось сменой этапов тектонической активизации этапами относительного успокоения, за которыми и следовали эпохи гипогенного рудогенеза [Красинец, 1968]. Наибольшую активизацию испытал Кыра-Дарасунский блок, что сказалось на заложении в нем впадин и изгибов эффузивов вдоль близмеридиональных разломов (см. рис. 4), на формировании рудолокализирующих структур в субширотных тектонических зонах, в которых сосредоточились продуктивный средне-верхнеюрский магматизм и золоторудная минерализация.

Совокупность близширотных тектонических зон с приподнятым Кыра-Дарасунским блоком и его оконтуривающими близмеридио-

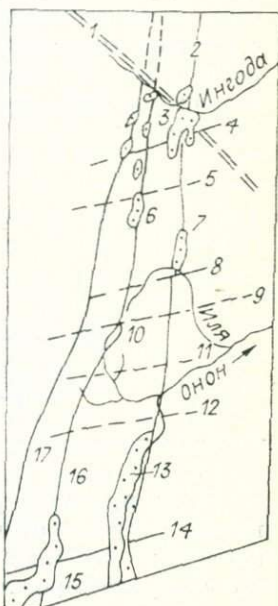


Рис. 4. Схема основных магмо-рудоконтролирующих структур и размещения золоторудных месторождений Кыра-Дарасунского блока (составлена с использованием схемы Н. А. Фогельман [1968]).

Структурные мезозойские швы, подолывшиеся в мезозое: 1 — Ингодский разлом, 2 — Онон-Турунский, 16 — Бырца-Оленгуйский, 17 — Быльра-Оленгуйский. Зоны повышенной трещиноватости: 4 — Жимбиринская (ранне-мезозойские, контролирующие верхнемезозойский дайковый комплекс и оруденение), 5 — Сычегурская, 8 — Илгисно-Дыбьсинская, 14 — Любанинско-Хавергинская (домезозойская, контролирующая среднеюрский дайковый комплекс и оруденение). Прогнозируемые зоны: 9 — Дульдургинская, 11 — Акшинская и 12 — Курулгинская. Впадины, выполненные верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями: 3 — Тыргетуй-Жимбиринская, 6 — Оленгуйская, 7 — Бальвинская, 10 — Урейская, 13 — Ононская, 15 — Алтано-Кыра-Бырцкая.

нальными разломами обусловила благоприятные структурные условия для проявления и локализации оруденения (рис. 4). Тектоническое развитие этого блока привело к оформлению своеобразной региональной структуры, которую мы предлагаем назвать «макролестничной» [Шубин и др., 1974]. Она сыграла решающую роль в развитии и размещении интрузивных образований и рудных месторождений.

Даурская зона в мезозойский период развивалась на фоне завершенной герцинской складчатости в условиях сводового поднятия с неустойчивым геотектоническим режимом и дифференцированными движениями. Все это привело к заложению приразломных впадин и накоплению в них континентальных молассовых и вулканогенно-осадочных отложений верхнеюрско-нижнемелового возраста с большими колебаниями мощностей; к возникновению или подновлению различных систем тектонических нарушений с широким проявлением сложной вулканоплутонической ассоциации средне-верхнеюрского возраста и связанной с ней золоторудной минерализации. Подобного типа геотектонический и магматический режим с развитием своеобразных структур был в свое время определен М. А. Усовым как «сибиретипная тектоника», противопоставляемая тектонике платформ и складчатых зон [Радугин, 1965]. Для сибиретипной тектоники характерны складчато-глибовые структуры, интенсивный вулканизм в интрузивной и экструзивной формах. В 60-е гг. подобного типа режим развития отдельных областей земной коры трактовался как «тектономагматическая активизация».

Под областями тектономагматической активизации (сибиретипной тектоники) следует понимать структуры, достигшие стадии платформ или зон завершенной складчатости в ходе эволюции земной коры и вновь испытавшие активную тектоническую «жизнь» в процессе вертикальных дифференцированных движений с широким развитием тектонических нарушений, интенсивного вулканогенного и интрузивного магматизма, сопровождаемого полиминеральным эндогенным оруденением.

Глава 2

Золоторудная минерализация Верхне-Ойонского района

На территории района золоторудная минерализация приурочивается к субширотным тектоническим зонам повышенной трещиноватости и локализуется в виде отдельных золоторудных полей. Их минерализация парагенетически связана с проявлением в дисло-

цированных зонах мезозойского дайкового комплекса. Среди пород, вмещающих оруденение, резко преобладают метаморфизованные палеозойско-нижнемезозойские осадочные или, реже, измененные нижнемезозойские интрузивные образования.

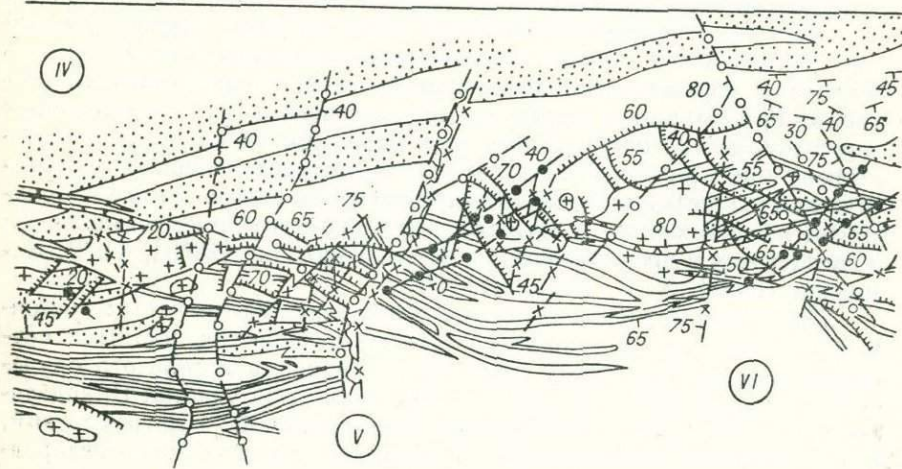
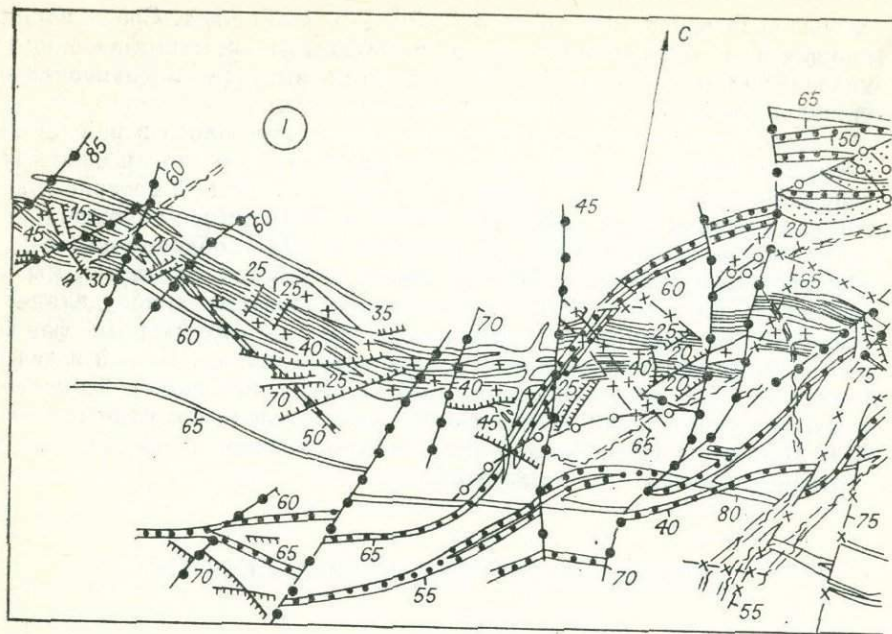
Достоверные сведения о наличии коренного золота в районе относятся к 1882 г.; с этого времени началось его геологическое изучение. В результате был собран огромный фактический материал, который со времен В. А. Обручева [1963] не подвергался обстоятельному всестороннему анализу. Поэтому возникла необходимость в дополнительных научно-исследовательских работах, которые мы и проводили начиная с 1962 г. При этом особое внимание уделялось геолого-структурному картированию и анализу структурных факторов в локализации и распределении золота в жилах. Нашей задачей было изучение зональности оруденения, генетических особенностей рудного процесса, поведения золота, выделение типов рудных столбов. При этом применялись гидрогеохимические, геофизические и геохимические методы исследования.

ЛЮБАВИНСКИЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Данная минерализация рассмотрена на примере Любавинского рудного поля, расположенного на юго-восточном борту крупной верхнемезозойской Алтано-Кыра-Бырцинской депрессии и приуроченного к зоне повышенной трещиноватости субширотного простирания. К зоне также приурочен пояс сгущения даек изверженных пород широтного простирания, протягивающихся на десятки километров; в ней сосредоточены в форме цепочки штокообразные магматические тела, следующие одно за другим вдоль всей зоны. Все это указывает на проявления разрывных нарушений глубинного заложения и согласуется с представлениями М. И. Ицксона [1963], Ю. В. Казыцына [1964], А. В. Пейве [1956].

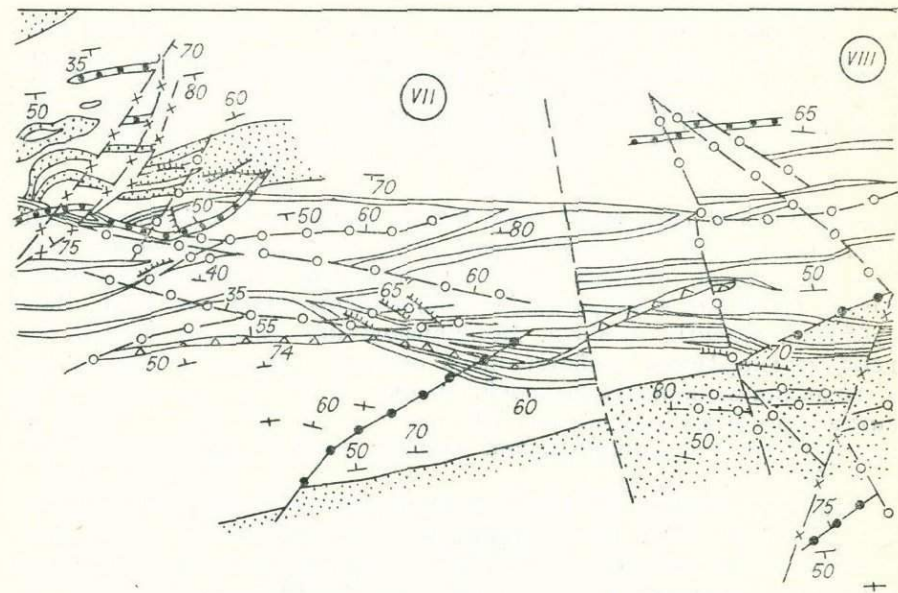
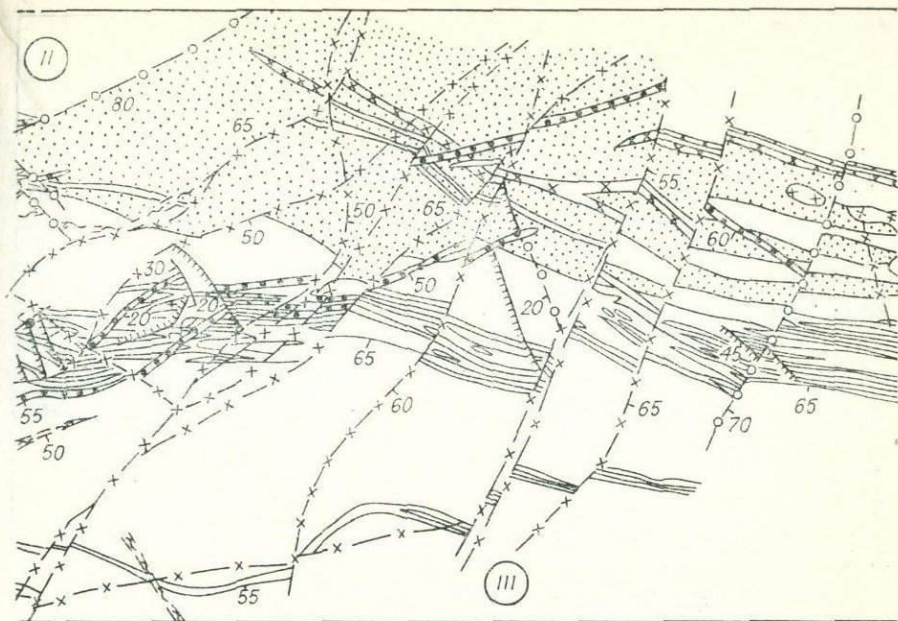
Любавинское рудное поле можно разделить на три части: восточную, центральную и западную, которые отличаются частными особенностями формирования структур, магматизма и золотого оруденения. К восточной части рудного поля относятся участки Николаевский, Промежуточный, Рудовозный, к центральной — Евграфовский, Геологический, Любавинский, к западной части — Мало-Федоровский и Баян-Зургинский (рис. 5).

В геологическом строении Любавинского рудного поля принимают участие нижнемезозойские гранитоидные штоки, имеющие сложную морфологию при общей вытянутости в субширотном направлении, среднемезозойские дайковые породы, представленные (в порядке их формирования) плагиогранит-порфирами и альбитофирами, гранит-порфирами, фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами, диоритовыми порфиритами, микродиоритами и спессартитами. Эти породы образуют дайковый пояс сложной морфологии при общем субширотном простирании. Указанные магматические образования



прорывают верхнепалеозойско-нижнемезозойскую песчанико-сланцевую толщу, составляющую крыло антиклинальной складки второго порядка, имеющей простирание 260° с падением на юг $50-70^\circ$.

Верхнепалеозойско-нижнемезозойские отложения представлены песчанико-сланцевой толщей, в которой можно выделить переслаи-



вающимися алевропелитовые сланцы и песчаники. Последние нередко обособляются в виде мощных прослоев и линз среди преобладающих по развитию сланцев blastосаммитовой, blastоалевролитовой и blastопелитовой структуры. В литологическом отношении сланцы характеризуются парагенетической ассоциацией минералов: гидро-

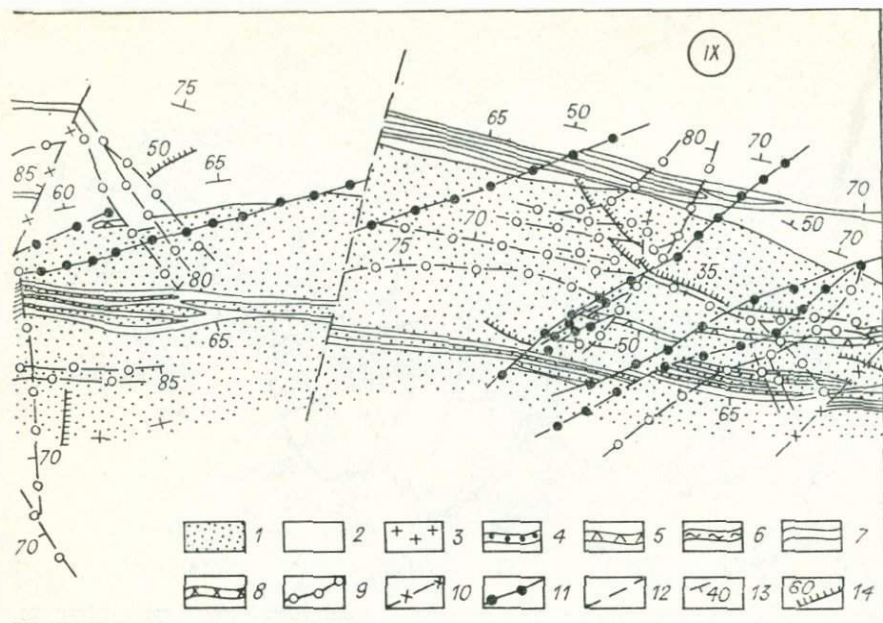


Рис. 5. Схематическая геолого-структурная карта Любавинского рудного поля. 1 — песчаники, 2 — сланцы, 3 — граниты и гранодиориты; дайковый комплекс: 4 — микродиориты, 5 — диоритовые порфиры, 6 — кварцевые диорит-порфиры, 7 — гранит- и фельзит-порфиры, 8 — альбитофиры; дизъюнктивные нарушения: 9 — дорудные, 10 — внутрурудные, 11 — послерудные, 12 — предполагаемые, 13 — элементы залегания, 14 — кварцевые жилы; участки: I — Баян-Зурга, II — Больше-Федоровский, III — Мало-Федоровский, IV — Любавинский, V — Геологический, VI — Евграфовский, VII — Рудозовный, VIII — Промежуточный, IX — Николаевский.

слюды, хлорит, серицит, биотит, кварц, эпидот в присутствии углеродного вещества. Их следует относить к группе метаморфических сланцев филлитовой ступени динамотермального метаморфизма [Семеновко, 1966] или к кварц-альбит-эпидот-биотитовой [Винклер, 1969] субфации зеленых сланцев. Метаморфическим сланцам данной ступени метаморфизма свойственны в основном низкие потенциалы и химическая активность щелочей, высокие потенциалы и химическая активность воды [Семеновко, 1966]; все это и обусловило образование гидрослюдистых минералов, хлорита, широкое развитие серицита и биотита.

Анализ сводных диаграмм показывает, что осадки были в свое время представлены граувакками, частично мергелями, глинистыми пелитовыми и алевролитовыми образованиями, иногда с примесью кислых и основных вулканогенных продуктов (рис. 6).

Нижнемезозойские магматические образования представлены отдельными расположенными цепочкой небольшими по площади (0,04—0,2 км²) штокообразными телами гранитоидов (с востока на запад — Евграфовский, Любавинский и Больше-Федоровский штоки). На современном эрозионном срезе штоки имеют вытянутую в широтном направлении форму и неправильные очертания (см.

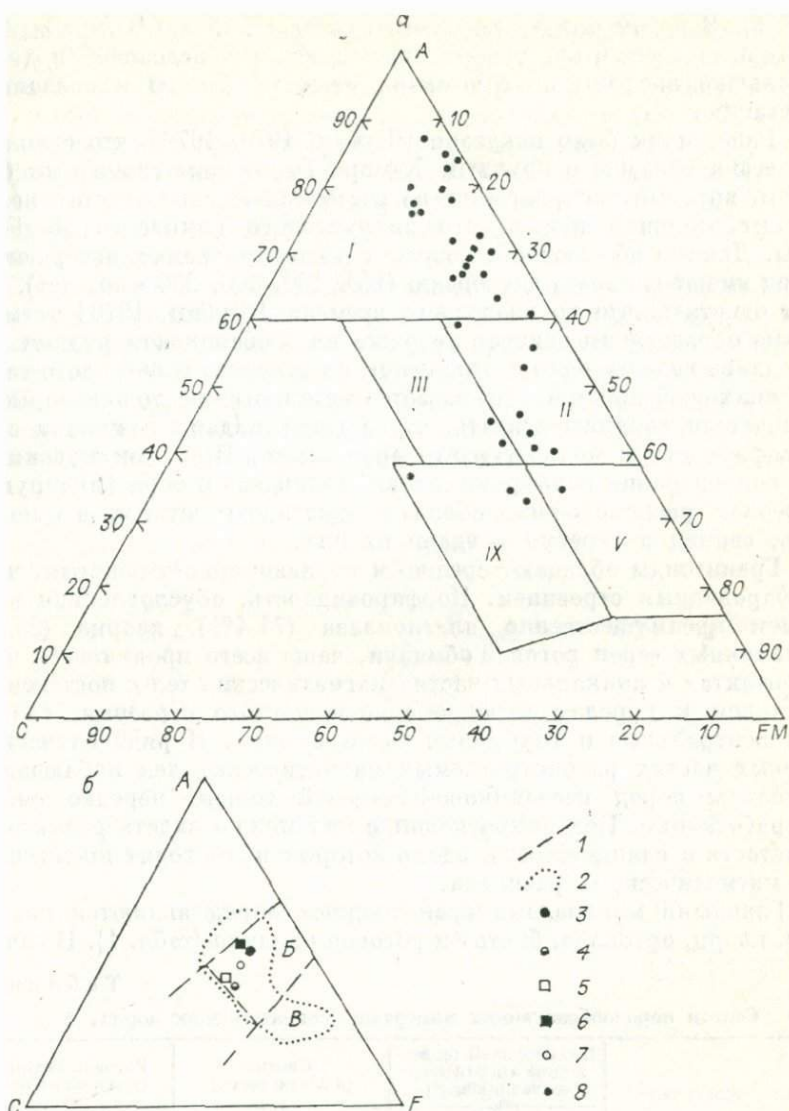


Рис. 6. Сводные диаграммы химических анализов метаморфических пород по Н. П. Семененко (а) и Г. Винклеру (б), пересчитанных на химические коэффициенты.

1 — поле глин и аргиллитов без карбонатного материала, 2 — поле граувакк; средние составы пород Любавинского рудного поля: 3 — песчаники, 4 — сланцы; средние составы магматических и осадочных пород: 5 — известково-щелочные граниты, 6 — щелочные граниты, 7 — морские глины, 8 — песчаники и сланцы Любавинского рудного поля.

I—IX — поля пород собственно алюмосиликатных (I), железисто-магнезиально-алюмосиликатных (II), щелочноземельно-алюмосиликатных (III), глинозисто-магнезиально-железистых (V), щелочноземельно-глинозистых (IX).

рис. 5). В целом они дискордантны со сложной конфигурацией интрузивных контактов, общим крутым южным падением, и только небольшие апофизы этих штоков имеют тенденцию к послойному залеганию.

Ранее нами было показано [Шубин, 1970, 1976], что штоки генетически связаны с крупным Хамаро-Туринским гранитным батолитом, который располагается на восточном фланге рудного поля и служит эталоном кыринского интрузивного комплекса Даурской зоны. Данные абсолютного возраста рассматриваемых изверженных пород имеют сильную дисперсию (180, 190, 200, 250 млн. лет). Следует отметить, что до последнего времени [Шубин, 1976] магматические образования данного возраста на Любавинском рудном поле изучались недостаточно в отношении их генезиса и петролого-геохимических особенностей. Что касается металлогении, то некоторые исследователи склонны считать, что с гранитоидами возможна связь вольфрамового и молибденового оруденения. При этом максимальные концентрации вольфрама, олова, молибдена и бора фиксируются в ореолах, расположенных вблизи гранитоидных штоков, а мышьяк, медь, свинец и серебро — вдали от них.

Гранитоиды обладают средне- и неравномерно-зернистым, часто порфириновидным строением. Порфириновидность, обусловленная выделением преимущественно плагиоклаза (74,4%), кварца (25,6%) и единичных зерен роговой обманки, чаще всего проявляется в эндоконтактах и ашикальных частях магматических тел с постепенным переходом к породам неравномерно-зернистого строения, слагающим центральные и глубинные части штоков. В ряде случаев в краевых частях рассматриваемых магматических тел наблюдаются ксенолиты пород песчаниково-сланцевой толщи, нередко сильно переработанные. Под микроскопом в них можно видеть реликтовую слоистость и сланцеватость, вдоль которых происходит проникновение магматического расплава.

Главными минералами гранитоидных пород являются плагиоклаз, кварц, ортоклаз, биотит и роговая обманка (табл. 1). В качест-

Таблица 1

Состав породообразующих минералов магматических пород, %

Гранитоидное тело	Плагиоклазы (содержание анортитовой составляющей)		Биотит (железистость)		Роговая обманка (магнезиальность)	
	колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее
Хамаро-Туринский массив	27—33	30(15)	45—50	48(15)	63—80	72(10)
Евграфовский шток	25—32	27(17)	40—57	49(17)	65—75	72(10)
Любавинский шток	18—25	23(10)	47—53	50(10)	—	—
Больше-Федоровский шток	18—26	24(10)	44—50	47(5)	52—75	66(5)

Примечание. Плагиоклазы нередко имеют зональное строение рекуррентного характера: (25—28—22—25—31—24), (26—33—29), (28—33—27). Состав минералов определялся иммерсионным методом; в скобках указано количество замеров.

4528

ве аксессуаров присутствуют ефен, апатит, циркон, гранат, монацит, корунд, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, ильменит и др. (табл. 2). Изменение гранитоидов выразилось в развитии серицита, хлорита, мусковита, эпидота, лейкоксона, рутила и кальцита. Количественно-минералогический состав пород приведен на рис. 7. При этом, как показано в работе [Шубин, 1976], последовательность кристаллизации породообразующих минералов можно представить так: плагиоклаз + кварц — ортоклаз — роговая обманка — биотит — акцессорные минералы.

Сопоставляя количественный минералогический состав пород по диаграммам, можно выделить гранодиориты и лейкократовые нормальные граниты; в некоторых случаях проявляются плагиограниты и тоналиты. Лейкократовые разности (табл. 3, 4; рис. 8) характерны для Больше-Федоровского штока, расположенного в западной части рудного поля, а гранодиориты — для находящегося на востоке Евграфовского штока. Согласно классификации А. Н. Заварицкого,

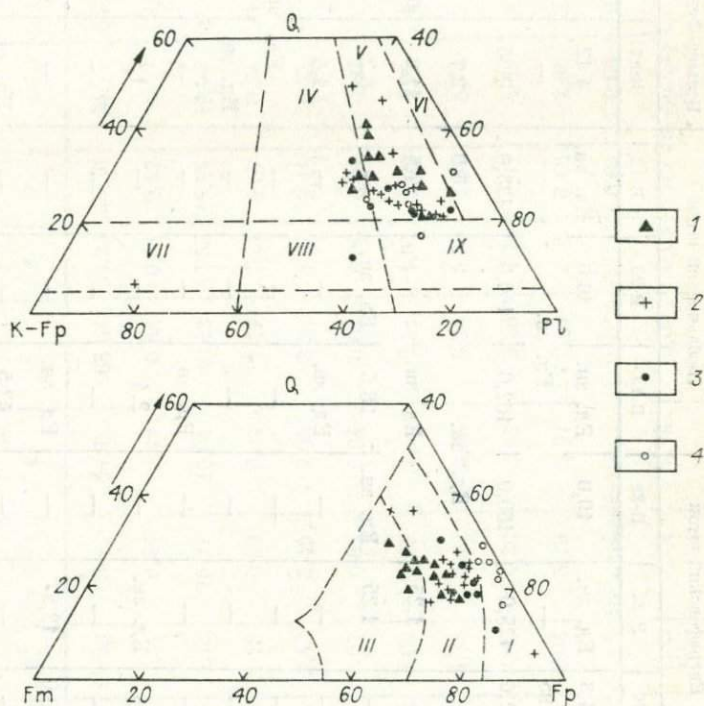


Рис. 7. Диаграммы количественного минерального состава гранитоидных пород Любавинского рудного поля.

1 — Хамаро-Тыринский массив, 2 — Евграфовский шток, 3 — Любавинский шток, 4 — Больше-Федоровский шток. Поля пород: I — лейкократовых, II — нормальных, III — меланократовых; IV — гранитов, V — гранодиоритов, VI — плагиогранитов и тоналитов, VII — кварцевых сиенитов, VIII — кварцевых монацитов, IX — кварцевых диоритов. Q — кварц, K-Fp — калишпат, Pl — плагиоклаз, Fp — полевые шпаты, Fm — темноцветные.



Содержание аксессуарных минералов в магматических породах, г/т

Минерал	Евграфовский штук			Любавинский штук			Больше-Федоровский штук			Хамаро-Тыгинский массив			
	160	В-24	В-20	В-13	В-23	В-12	В-91	В-3	В-5	В-14	В-15	В-16	
Циркон	4,3	Ед. зн.	10,0	Ед. зн.	16,0	Ед. зн.	4,12	3,0	Ед. зн.	81,0	32,0	9,7	
Апатит	0,95	—		Ед. зн.			—	Ед. зн.			44,5	80,0	31,5
Сфен	132,6	125,0	160,0	162,0	160,0	125,0	0,25	1,5	Ед. зн.	—	2,7	2,4	
Арсенопирит	—		Ед. зн.			6,0	2,7	4,5	620,0	—	—	—	
Пирит	—	1,25		Ед. зн.			7,5	11,0	675,0	650,0	Ед. зн.	—	Ед. зн.
Халькопирит	—	1,25	Ед. зн.	28,5	Ед. зн.	—	8,2	0,6	265,0	1,6	2,7	» »	
Сфалерит	—	—	—	Ед. зн.	—	—	1,4	—	—	1,6	1,0	—	
Золото	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.			—	Ед. зн.	—	
Монацит	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—	
Корунд	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	
Ильменит	—	Ед. зн.	—	2,4	—	—	1,9	1,9	Ед. зн.	—	» »	—	
Лейкоксен	—	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—	
Гранат	78,0	12,5	—	Ед. зн.	—	—	—	3,8		Ед. зн.			
Хромит	—	—	—	42,5	—	—	Ед. зн.	—	—	Ед. зн.			

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее — тире «не обнаружено».

Химический состав магматических пород Любавинского рудного поля, %

Компонент	Евграфовский штук										Любавинский штук				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Сред- нее	10	11	12	13	Сред- нее
SiO ₂	66,02	65,58	65,82	64,98	63,62	65,28	65,30	66,74	66,10	65,49	66,60	66,62	66,84	66,58	66,66
TiO ₂	0,52	0,51	0,43	0,49	0,53	0,61	0,67	0,65	0,62	0,56	0,48	0,56	0,51	0,44	0,50
Al ₂ O ₃	15,55	15,12	16,27	16,04	15,12	15,55	15,94	16,94	15,94	15,72	15,84	15,84	14,26	15,90	15,46
Fe ₂ O ₃	1,59	1,15	0,30	0,64	2,17	1,24	0,67	0,84	0,52	1,01	0,29	0,28	1,78	1,53	1,22
FeO	2,31	3,42	2,45	2,00	3,34	3,05	3,14	3,25	3,27	2,91	2,94	3,05	2,67	2,01	2,67
MnO	0,06	0,07	0,03	0,04	0,07	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04
MgO	1,98	1,92	1,08	1,59	2,51	1,94	3,89	1,66	1,60	2,02	1,44	1,23	1,20	1,63	1,62
CaO	4,67	4,35	3,62	3,96	5,26	5,55	1,64	3,74	3,50	3,82	3,65	4,15	4,21	2,84	3,71
Na ₂ O	3,90	3,80	4,20	3,88	3,26	4,16	4,37	4,32	4,38	4,03	3,86	4,05	4,18	3,38	3,87
K ₂ O	2,19	2,64	3,79	2,97	2,64	2,56	2,66	2,66	2,78	2,77	2,68	2,87	3,03	3,84	3,10
P ₂ O ₅	Не определялось						0,04	0,04	0,05	0,04	Не определялось				
H ₂ O	0,04	0,02	0,04	0,16	0,05	0,08	Не определялось			0,07	0,02	0,02	0,10	0,09	0,07
П. п. п.	0,58	1,03	2,23	3,56	1,51	0,91	0,70	0,66	0,26	1,27	2,17	0,63	1,20	1,50	1,38
С у м м а	99,41	99,61	100,26	100,31	100,08	99,99	99,06	100,53	99,06	99,76	100,01	99,34	100,01	99,77	100,30

Компонент	Больше-Федоровский штук						Хамаро-Тыринский массив						
	14	14'	15	16	17	Среднее	18	19	20	21	22	23	Среднее
SiO ₂	67,38	67,82	70,08	68,90	71,06	69,05	66,65	68,14	68,66	68,10	64,50	66,36	67,73
TiO ₂	0,13	0,37	0,28	0,23	0,12	0,23	0,28	0,18	0,18	0,44	0,60	0,43	0,35
Al ₂ O ₃	16,56	16,27	16,85	15,37	15,27	16,06	15,47	15,98	15,47	15,27	15,80	15,60	15,60
Fe ₂ O ₃	0,85	0,46	0,81	0,45	0,47	0,61	0,52	0,54	0,34	0,79	1,29	1,22	0,78
FeO	0,83	1,22	0,30	1,35	0,88	0,91	3,31	3,45	3,02	2,44	3,62	2,69	3,09
MnO	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,12	0,09	0,09	0,05	0,10	0,08	0,09
MgO	0,62	0,49	0,61	0,63	0,22	0,51	1,78	1,57	1,72	1,76	2,62	2,33	1,96
CaO	2,81	2,64	1,90	2,10	1,38	2,17	3,37	3,02	2,73	2,78	3,84	3,29	3,17
Na ₂ O	2,62	4,44	3,66	4,90	3,42	3,81	4,37	3,04	2,96	4,21	3,79	4,04	3,73
K ₂ O	5,47	3,74	3,72	3,30	4,54	3,93	3,10	3,42	3,55	2,84	3,15	3,26	3,22
P ₂ O ₅	—	0,06	—	0,02	0,02	0,02	0,20	0,14	0,08	0,07	0,14	0,18	0,13
H ₂ O	0,04	—	0,17	—	—	0,10	Не определялось						
П. п. п.	2,43	2,56	1,29	1,90	1,98	2,03	0,56	0,32	0,44	0,44	0,56	0,58	0,48
С у м м а	99,76	100,00	99,66	99,18	99,37	99,45	99,73	99,89	99,24	99,49	100,01	100,06	99,67

Примечание. Химические анализы здесь и далее проведены в арбитражной лаборатории «Иргиредмет», г. Иркутск.

Содержание элементов-примесей в магматических породах Любавинского рудного поля

Элемент	Хамаро-Тыринский массив (30 проб)		Евграфовский шток (47 проб)		Любавинский шток (10 проб)		Больше-Федоровский шток (20 проб)		Кларк по А. П. Виноградову [1962]
	\bar{X}	<i>S</i>	\bar{X}	<i>S</i>	\bar{X}	<i>S</i>	\bar{X}	<i>S</i>	
Be	5,0	0,0	4,2	4,2	20	8,2	4,5	1,5	5,5
Ba	19,6	24,7	385	243	353	260	418	240	830
Th	—	—	—	—	—	—	14,8	43,5	18,0
Sc	14,3	12,3	5,6	3,1	1,0	2,1	0,5	1,1	3,0
Y	19,3	3,7	19,3	11,8	—	—	5,0	8,9	34,0
Yb	5,0	0,0	2,8	2,5	—	—	—	—	4,0
La	6,7	13,4	—	—	—	—	—	—	60,0
Zr	159,5	62,0	175	92	137	68,0	132	69,0	200
Nb	1,3	5,1	—	—	—	—	4,0	8,2	20,0
V	27,0	17,5	19,4	8,2	8,0	6,3	6,3	6,6	40,0
Cr	71,0	4,9	23,5	16,4	44,0	27,6	13,3	14,1	25,0
Co	18,7	5,1	6,4	5,6	3,5	6,1	3,3	7,3	5,0
Ni	25,3	16,7	7,3	7,3	11,0	9,6	5,8	16,3	8,0
Mo	—	—	3,4	6,7	3,0	6,3	—	—	1,0
Cu	18,5	14,3	83,0	66,0	101	70,0	28,6	26,0	20,0
Zn	—	—	17,3	29,0	32,5	34,0	19,5	30,6	60,0
Ga	20,0	0,0	22,0	9,2	29,0	19,0	29,0	18,5	20,0
Ag	—	—	—	—	—	—	2,0	4,7	0,05
Sn	0,7	0,5	1,8	5,6	8,5	10,0	2,3	6,1	3,0
Pb	18,0	6,3	24,6	56,0	23,0	15,5	55,0	59,0	20,0
As	—	—	1,8	9,8	2,0	9,5	—	—	1,5
Bi	—	—	—	—	—	—	1,0	4,5	0,01
Au	2,0 (9 проб)		(1,0—4,9) —10 проб		2,4 (6 проб)				4,5

Примечания: 1. \bar{X} — среднее арифметическое, *S* — среднее квадратичное отклонение. 2. Содержания элементов, кроме Au, даны в г/г, Au — мг/г. 3. Спектральные анализы здесь и далее проведены в арбитражной лаборатории «Иргридет», г. Иркутск.

рассматриваемые гранодиориты относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом. В свою очередь, лейкократовые граниты входят в группу умеренно богатых щелочами пород, тогда как гранодиориты — в группу пород, бедных щелочами. В сравнении с гранитами по Р. Дэли, в лейкократовых гранитах прежде всего ниже количество феррических окислов (*b* — в среднем = 3,9 против 5,4 в гранитах по Р. Дэли) и большим количеством свободного кремнезема (*Q* = 32,9 против 28,4). Гранодиоритовые разности близки к гранодиоритам по Р. Дэли, отличаясь несколько повышенной щелочностью (*a* : *c* = 3,2 против 2,8).

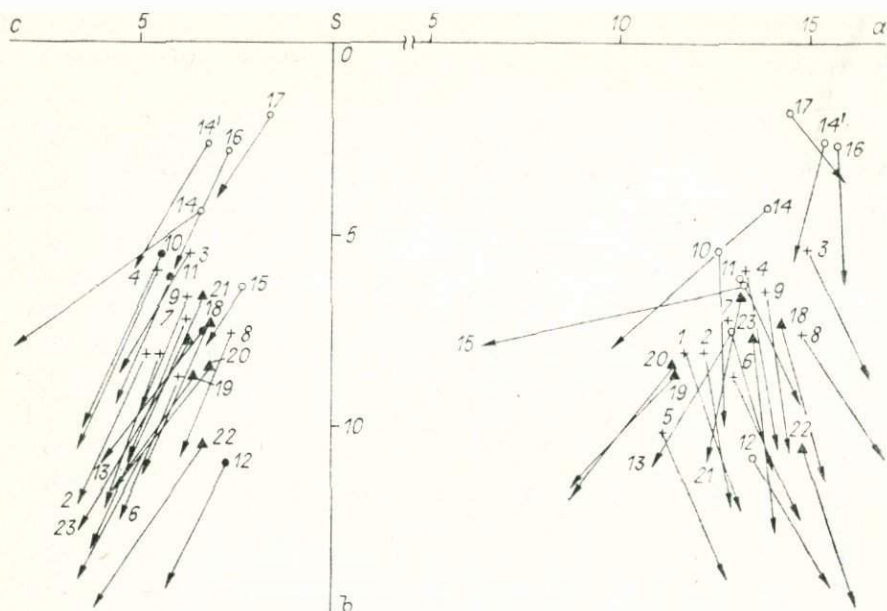


Рис. 8. Диаграмма химического состава гранитоидов Любавинского рудного поля.

1—23 — номера анализов (см. в табл. 3). Ост. усл. обозн. см. на рис. 7.

Относительно распределения элементов-примесей в породообразующих и акцессорных минералах, а также в породах рассматриваемых штоков в целом можно отметить, что они геохимически родственны и содержание элементов-примесей в них находится в пределах обычных для гранитоидов норм (табл. 5—7). При этом можно отметить, что содержание Zr, Y, Yb, Sc и элементов группы железа закономерно уменьшается в лейкократовых породах Больше-Федоровского штока, тогда как содержание Ba, Cu и Pb в них увеличивается. Распределение Be, Ga и Zn более или менее равномерное.

Содержание Li и Rb несколько возрастает в породах Больше-Федоровского штока, тогда как повышенное содержание Cs характерно для Евграфовского штока, при этом они не превышают кларковый уровень. Частота встречаемости As, Bi, Ag и Mo очень низкая и, вероятно, присутствие их в породах связано с последующими гидротермальными процессами.

Таблица 5

Содержание щелочей в магматических породах Любавинского рудного поля, %

Компонент	Больше-Федоровский шток (5 проб)	Евграфовский шток (9 проб)	Хамаро-Тыринский массив (6 проб)
K ₂ O	3,36	2,58	3,11
Na ₂ O	4,8	4,37	4,28
Li ₂ O	0,0098	0,0061	0,0103
Rb ₂ O	0,0106	0,0083	0,0094
Cs ₂ O	0,0006	0,0013	0,0015

Содержание элементов-примесей в тяжелой (числитель) и легкой (знаменатель) фракциях магматических пород Любавинского рудного поля, г/т

Индекс	Ba	Cr	Co	Ni	V	Cu	Ag	Sn	Pb	Mo	Zn	Ge	As	Sb
I	$\frac{5}{-}$	$\frac{90}{-}$	$\frac{5}{-}$	$\frac{15}{-}$	$\frac{45}{-}$	$\frac{5}{5}$	$\frac{-}{1}$	$\frac{80}{-}$	$\frac{2}{20}$	-	$\frac{150}{-}$	$\frac{5}{-}$	$\frac{30}{-}$	$\frac{15}{-}$
II	$\frac{60}{-}$	$\frac{50}{-}$	$\frac{10}{-}$	$\frac{10}{-}$	$\frac{60}{300}$	$\frac{30}{25}$	$\frac{3}{-}$	$\frac{20}{-}$	$\frac{26}{20}$	$\frac{8}{-}$	$\frac{300}{20}$	$\frac{5}{-}$	$\frac{40}{-}$	-
III	$\frac{80}{5}$	$\frac{45}{-}$	$\frac{20}{-}$	$\frac{20}{-}$	$\frac{35}{100}$	$\frac{45}{10}$	-	$\frac{55}{-}$	$\frac{30}{30}$	$\frac{20}{10}$	$\frac{450}{45}$	$\frac{5}{-}$	$\frac{2000}{-}$	-
IV	$\frac{160}{13}$	$\frac{40}{-}$	$\frac{70}{-}$	$\frac{23}{-}$	$\frac{16}{160}$	$\frac{60}{40}$	$\frac{2}{-}$	$\frac{15}{-}$	$\frac{40}{60}$	$\frac{6}{-}$	$\frac{1500}{120}$	$\frac{5}{-}$	$\frac{2000}{400}$	$\frac{70}{-}$

Примечания: 1. I — Хамаро-Тыринский массив (6 проб), II — Евграфовский шток (9 проб), III — Любавинский шток (4 пробы), IV — Больше-Федоровский шток (5 проб). 2. Анализы выполнены в Томском политехническом институте.

Результаты спектрального анализа мономинеральных фракций некоторых породообразующих (см. табл. 7) и акцессорных минералов показывают, что по разнообразию и количественному содержанию элементов-примесей фемические материалы заметно отличаются от лейкократовой части породы. Акцессорные минералы магматических пород содержат следующие примеси, г/т:

циркон (5 проб): Nb — 300, Hf — 502;

сфен (7 проб): Pb — 8, Cu — 5, As — 264, Zr — 1284, Ge — 10;

апатит (2 пробы): Pb — 10, As — 200, Zr — 6000;

гранат (2 пробы): Cu — 10, Ba — 30, Zn — 30;

арсенопирит (1 проба): Pb — 5, Cu — 10 и Co — 5.

Что касается контактового метаморфизма рассматриваемых гранитоидов, то он выражен слабо и измеряется первыми десятками сантиметров. В контактовом ореоле отмечается увеличение новообразований кварца, биотита, реже мусковита, кальцита и граната (гроссуляра) и одновременно резкое уменьшение пелитового вещества и слабая перекристаллизация первичных минералов осадочных пород. Появление незначительных количеств граната, а также андалузита, кордиерита и ставролита происходит в непосредственной близости от магматических тел и обуславливает образование «пятнистых» или «узловатых» сланцев и кварцево-биотитовых роговиков. В некоторых случаях в зоне контактового метаморфизма отмечаются инъекции малых порций магмы кварцево-полевошпатового состава, ориентированные чаще всего в направлении первичной слоистости вмещающих пород (апикальная часть Евграфовского штока).

При контактовом метаморфизме в экзоконтактовой зоне магматических тел отмечается увеличение содержания калия, частично кремнезема, а также Be, V, Sc, Y, Yb, Zr, Ga, Pb (табл. 8). Эндокон-

Содержание элементов-примесей в породообразующих минералах магматических пород Любавинского рудного поля, г/т

Элемент	Плагиоклаз			Ортоклаз			Кварц			Биотит		Роговая обманка
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	
Ba	—	—	—	110	50	130	—	—	—	50	140	40
Ti	17	90	60	310	60	50	100	200	200	1800	3400	1000
V	Сл.	40	—	30	10	7	—	—	—	460	140	300
Cr	»	40	40	20	10	10	40	7	40	100	70	1000
Mn	60	80	60	60	50	30	60	80	40	500	380	70
Co	—	—	—	10	—	—	—	—	—	60	40	250
Ni	Сл.	—	—	3	—	—	—	—	—	200	50	400
Mo	—	4	—	—	5	7	—	—	—	Сл.	3	—
Cu	9	9	8	7	10	9	7	10	10	20	20	55
Zn	30	30	40	50	40	70	20	30	40	100	180	425
Ag	Сл.	—	Сл.	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	—
Sn	»	3	3	Сл.	3	1	Сл.	4	4	5	4	11
Pb	100	50	70	120	200	90	»	13	23	Сл.	—	40
As	50	50	50	—	—	—	—	50	130	—	—	70
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	17	—	—	—
Кол-во проб	3	3	3	4	5	3	3	3	3	5	5	4

Примечание. I — Хамаро-Тыринский массив, II — Евграфовский шток, III — Больше-Федоровский шток. Анализы выполнены в Томском политехническом институте.

тактовая часть обогащается Na, Ca, Mg, Fe и незначительно Co, одновременно содержания V, Cr, Ni уменьшаются. Обогащение эндоконтактной зоны петрогенными элементами связано с ассимиляцией вмещающих пород. Это привело также к увеличению содержания темноцветных минералов и ряда элементов-примесей.

Принимая во внимание близкое пространственное расположение Любавинских штоков и крупного батолитообразного Хамаро-Тыринского массива, можно говорить о генетической связи этих образований, на вероятность которой указывали многие исследователи района. Не приводя здесь петрографического описания пород Хамаро-Тыринского массива *, все же отметим количественно близкий минералогический состав (см. рис. 7), характер проявления и последовательность кристаллизации породообразующих и акцессорных минералов сравниваемых магматических образований, а также сход-

* См. [Тихомиров, 1964].

Таблица 8

Содержание элементов-примесей в породах зоны контактового метаморфизма, г/т

Элемент	I		II		III	IV	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	\bar{X}	s
Be	2,0	4,2	5,0	0,0	5,0	5,0	0,0
Ba	360,0	84,0	410,0	232,0	200,0	196,0	24,7
Sc	—	—	13,0	7,5	15,0	14,3	12,8
Y	5,0	5,3	23,7	11,9	20,0	19,3	3,7
Yb	2,5	2,4	5,0	0,0	5,0	5,0	0,0
Zr	190,0	74,0	320,0	160,0	200,0	160,0	62,9
V	31,0	17,3	32,0	20,6	20,0	27,0	17,5
Cr	25,0	8,7	20,0	0,0	65,0	71,0	4,9
Co	5,5	2,8	5,3	1,2	20,0	18,7	5,1
Ni	15,0	7,3	18,0	5,3	20,0	25,3	16,7
Cu	23,0	11,6	20,0	13,9	15,0	18,5	14,3
Zn	33,0	24,6	4,3	17,0	—	—	—
Ga	15,0	9,5	20,0	0,0	20,0	20,0	0,0
Pb	6,0	3,2	16,7	7,0	20,0	18,0	11,7

Примечание. I — неизменные осадочные породы (10 проб), II — осадочные породы экзоконтакта (9 проб), III — гранодиориты экзоконтакта (3 пробы), IV — неизменные гранодиориты центральной части штока (30 проб).

мы для всех описанных выше магматических тел (табл. 9).

Учитывая вышеуказанное и сопоставляя петрографические и петрохимические характеристики пород Любавинских штоков и Хамаро-Тыринского массива, мы пришли к выводу о сравнительно близком значении их основных петрохимических характеристик. Это позволяет считать их генетически родственными и рассматривать Любавинские штоки как апофизы или акмолиты глубоко залегающего на данном участке гранодиоритового батолита, постепенно погружающегося от Хамаро-Тыринского массива в сторону Любавинского рудного поля.

В заключение рассмотрим вопрос о становлении гранитоидной магмы Любавинского рудного поля. При изучении магматических пород мы обращали внимание на последовательность кристаллизации породообразующих минералов и тех аспектов аутометасоматоза, которые оказали существенное влияние на формирование генетически родственных магматических пород.

Явления, связанные со становлением магматического расплава, давшего описываемые породы, условно можно разделить на два этапа: кристаллизации ранних породообразующих компонентов магма-

Таблица 9

Числовые характеристики (по П. Ниггли) пород Хамаро-Тыринского массива (I) и штоков (II) Любавинского рудного поля

Характеристика	I	II
<i>alk</i>	29,0	30,2
<i>c</i>	8,2	9,1
<i>fm</i>	15,4	13,2
<i>al</i>	47,4	47,5
<i>si</i>	176,0	173
<i>al — alk</i>	18,4	17,3
<i>qs</i>	2,4	3,8
<i>k</i>	0,368	0,368
<i>m_q</i>	0,425	0,372
<i>al — fm</i>	32,0	34,3
<i>c : fm</i>	0,53	0,69

ство явлений контактового метаморфизма [Ефимов, 1968]. Кроме того, пересчеты химических анализов пород по методу П. Ниггли дали одинаковый тоналитовый тип маг-

тических пород и калиево-железисто-магнезиальный автометасоматоз. Первый этап тесно связан с кристаллизационной дифференциацией, в процессе которой в магматическом расплаве происходила кристаллизация плагиоклаза и кварца. На раннее выделение этих минералов, в частности, указывает их наличие в виде вкрапленников в «закаленных» апикальных и эндоконтактных частях магматических тел.

На данном этапе образовавшиеся минералы находились во взвешенном состоянии в подвижной части еще нераскристаллизованного, преобладающего по объему расплава. Нераскристаллизованная часть магмы, благодаря внутренней динамике расплава и тектоническим процессам, была способна к перемещению и вовлекала в движение кристаллы плагиоклаза и кварца. Это перемещение, очевидно, было обусловлено двумя факторами: концентрационными потоками Вульфа [Кузьмин, 1963] и фильтр-прессингом [Гордон Смит, 1968]. В результате наблюдаются случаи дробления, растрескивания ранее выделившихся минералов с одновременным замещением, залечиванием и цементацией их обломков мелкозернистым агрегатом вновь возникающих минералов при раскристаллизации расплава с образованием так называемой «основной массы». В этот период также происходило выделение кварца и плагиоклаза, слагавших мелкозернистую основную массу. В результате возникали породы с порфировой структурой, что наиболее характерно для апикальных частей массивов и небольших по размеру тел.

Порфировые выделения здесь обычно представлены относительно крупными зернами плагиоклаза и реже кварца, несущих отчетливые следы растворения, дробления, замещения и цементации их агрегатом минералов основной массы. Раскристаллизация расплава, давшая основную массу, судя по характеру развития минералов, происходила в условиях резкого понижения температуры, повышения пересыщения и массового возникновения центров кристаллизации. В глубинных частях магматических тел раскристаллизация шла в более спокойной обстановке с образованием сравнительно равномерно-зернистых пород. В конечном итоге происходило формирование горной породы, по составу отвечающей плагиогранитам (трондьемиты).

На втором этапе, в еще не остывшей горной породе, которая состоит из минералов, возникших ранее, начинает развиваться калиево-железисто-магнезиальный автометасоматоз с образованием ортоклаза, роговой обманки, биотита и акцессориев. Агрегаты этих минералов развиваются в межзерновом пространстве, накладываясь на основную массу и замещая все ранее образовавшиеся минералы, от которых нередко остаются реликты.

Проявление автометасоматоза можно связать с обособлением остаточного расплава в процессе развития магматической камеры и формирования плагиогранитов и, согласно Ф. Гордон Смигу [1968], сделать вывод, что на поздней стадии кристаллизации кварца и плагиоклаза жидкая магма, вероятно, смещается по составу в направлении силикатов щелочей. Воздействие производных остаточного рас-

Рис. 9. Характер развития биотитизации в гранодиоритах Евграфовского штока.

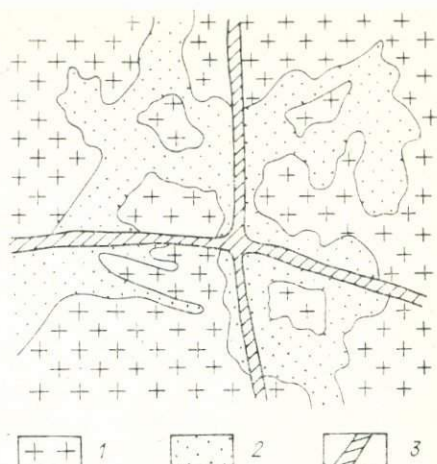
1 — гранодиориты, 2 — биотитизированный участок, 3 — кварцевые жилы.

плава выразилось в развитии ортоклаза, распределение которого в магматической породе происходило неравномерно, в виде «струй» разных размеров с замещением ранее образованных минералов и в ряде случаев с возникновением крупных порфиробласт, несущих пойкилитовые включения плагиоклаза и кварца.

На накопление полевошпатовой составляющей к концу кристаллизации расплава и появление калишпата в межзерновом пространстве горной породы с явными элементами метасоматического замещения ранних минералов указывают также О. Ф. Татл, К. Менерт [1963] и многие другие. Вслед за раскристаллизацией основной массы ортоклаза начинается выделение темноцветных минералов — преимущественно биотита, агрегаты которого развиваются в межзерновом пространстве ранних минералов, накладываясь на основную массу с явными признаками метасоматического замещения, а также магнезиальной роговой обманки. Местами возникают крупные порфиробласты, несущие пойкилитовые включения плагиоклаза, кварца и ортоклаза. Неравномерный приток растворов, вызывающий биотитизацию, приводит и к неравномерному росту зерен биотита, которые чаще всего имеют резко ксеноморфные контуры и своеобразными «языками» проникают в основную массу породы и слагающие ее минералы (рис. 9).

Статистические наблюдения показывают, что акцессорные минералы пространственно связаны с биотитом. Скопления или единичные зерна циркона, сфена, ильменита и апатита, как правило, встречаются в биотите или около него. Таким образом, определение места биотита в общем процессе кристаллизации породообразующих минералов определяет и время формирования акцессорных минералов. Большая часть породообразующих минералов должна выделяться из расплава прежде, чем он окажется насыщенным в отношении акцессориев. Не исключена возможность того [Гордон Смит, 1968], что после начала выделения акцессориев одновременно с ними будет продолжаться кристаллизоваться и ряд породообразующих минералов (рис. 10). Это уже отмечалось в литературе [Гордон Смит, 1968; Жабин, 1966; Ляхович, 1967; Менерт, 1963].

Рассмотренная выше последовательность кристаллизации породообразующих и акцессорных минералов вполне согласуется с выводами, основанными на обобщении фактического и эксперимен-



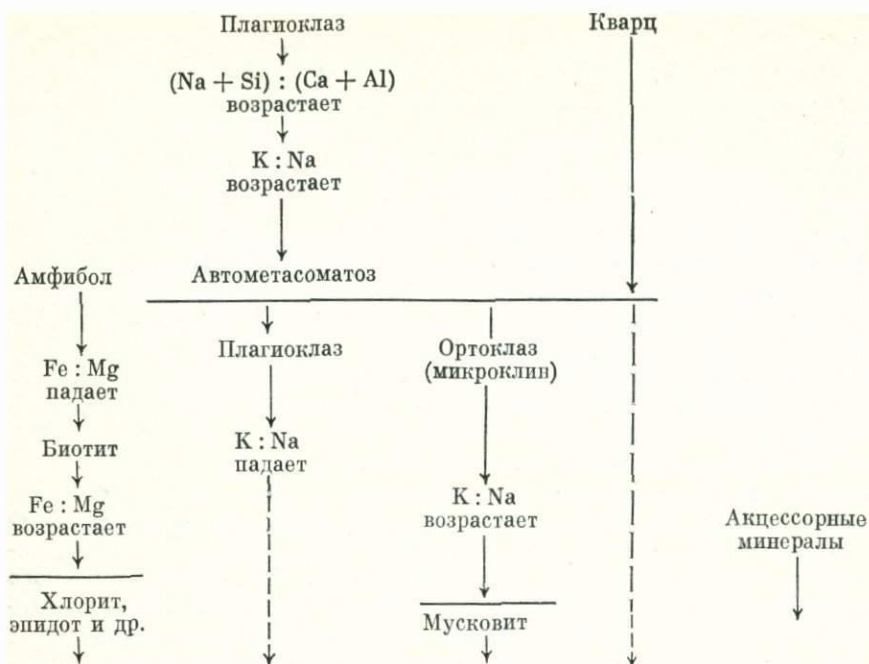


Рис. 10. Реакционная серия минералов магматических пород Любавинского рудного поля. Направление вниз отвечает падению температуры; стрелками обозначены непрерывные реакции.

тального материала [Гордон Смит, 1968; Хитаров, 1969]. В частности, Ф. Гордон Смит приводит интересные данные: до начала кристаллизации циркона должно затвердеть 99,6% магмы, а сфена — около 93%. В итоге он констатирует, что «... прежняя концепция, предполагающая раннюю кристаллизацию апатита, циркона, сфена и других акцессорных минералов, оказывается несостоятельной с химической точки зрения и не может быть доказана петрографическими методами» [Гордон Смит, 1968, с. 163]. Таким образом, мы можем сделать вывод, что порядок кристаллизации гранитоидной магмы в нашем случае был таков, что в первую очередь выделялись минералы, компоненты которых присутствовали в системе в резко преобладающем количестве, затем менее распространенные и, наконец, минералы редких элементов.

Развитие автометасоматических процессов с образованием ортоклаза, биотита и других минералов приводит в конечном итоге к формированию пород, которые по составу отвечают гранитам, биотитовым гранитам или гранодиоритам. Учитывая в целом неравномерное автометасоматическое развитие биотита и ортоклаза в общем объеме первоначального плагногранитного состава массива (в отдельных штуфах количество ортоклаза колеблется от 10 до 75%), мы вправе ожидать, что на одном и том же гипсометрическом уровне вскрытого магматического тела находятся плагнограниты, граниты

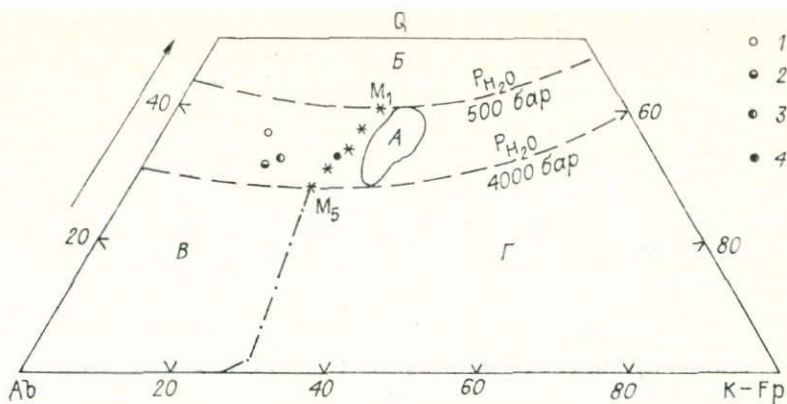


Рис. 11. Диаграмма количественных соотношений силикатных минералов в гранитоидах Любавинского рудного поля.

1 — Хамаро-Тыринский массив, 2 — Евграфовский шток, 3 — Любавинский шток, 4 — Больше-Федоровский шток. $M_1 \dots M_5$ — положение точек тройного температурного минимума при давлениях паров воды от 500 до 4000 бар. А — область нормальных составов (статистический максимум) стандартного гранита и риолита с суммой альбит + ортоклаз + кварц больше 80%. Поля кристаллизации: Б — кварца, В — плагиоклаза, Г — калиевого полевого шпата.

и гранодиориты, что и имеет место в штоках Любавинского рудного поля.

Заметим, что для гранитоидных пород главными классификационными и генетическими параметрами являются количественные соотношения силикатных минералов, применение которых для физико-химической интерпретации расширяется с применением системы альбит — ортоклаз — кварц — вода [Tuttle, Bowen, 1958]. Данную систему можно широко использовать для петрологических выводов при изучении естественных горных пород. В частности, на рис. 11 достаточно четко отражена та последовательность выделения порообразующих минералов, о которой говорилось выше. Так, породы Хамаро-Тыринского массива, Евграфовского и Любавинского штоков лежат в области кристаллизации плагиоклаза и кварца. Момент начала выделения того или другого из них будет зависеть от давления паров воды.

Ранняя кристаллизация плагиоклаза в порфировых выделениях и резкое его преобладание на первых этапах эволюции расплава позволяют предположить, что формирование порообразующих минералов в рассматриваемых породах происходило при давлениях паров воды не выше 3000 бар, что отвечает формированию магматического очага на глубине порядка 15—20 км [Штейнберг, 1971]. По мере выделения плагиоклаза и кварца состав расплава приближается к тройному минимуму (см. рис. 11). Это обстоятельство указывает на возможность близкоодновременного выделения кварца, плагиоклаза и начало образования калиевого полевого шпата на последних этапах развития расплава, что приводит к формированию минералов, слагающих «основную массу» плагиогранитов, и развитию калиевого метасоматоза. На этом этапе эволюции расплава не-

редко можно наблюдать пространственный переход площадного или зонального развития калишпата в жилообразные тела, представленные аплито-пегматитами или кварцево-полевошпатовыми и полевошпатовыми прожилками, которые нередко проникают и во вмещающие породы (экзоконтакты Евграфовского штока), на что также указывал А. Н. Ефимов [1968] при анализе экзоконтактов Хамаро-Тыринского массива. Не исключено, что формирование ряда даек или дайкообразных тел кислого лейкократового состава по времени будет отвечать также периоду калиевого или кремнево-калиевого автометасоматоза, происходившего при становлении материнских магматических тел. Кульминационным моментом этой эволюции было становление лейкократовых гранитов Больше-Федоровского штока. Все эти обстоятельства указывают на то, что при развитии расплав стремился к эвтектическому состоянию (см. рис. 11, точка 4).

Анализируя тройную диаграмму и принимая за исходный состав магм средний состав пород Хамаро-Тыринского массива, можно предположить, что становление Евграфовского штока соответствовало начальному периоду дифференциации магмы, а становление Больше-Федоровского штока происходило в период, когда состав магмы приближался к эвтектическому. Непосредственным продолжением эволюции следует считать развитие железисто-магнезиального автометасоматоза; последний, представленный в основном биотитом и гаммой акцессорных минералов, проявлялся крайне неравномерно в различных магматических телах и приводил к усложнению конечного состава с формированием разнообразных гранитоидных пород, характерных для Любавинского рудного поля и его района.

Учитывая эволюцию дифференциации расплава, а также состав элементов-примесей в гранитоидных породах в целом и в их мономинеральных фракциях, можно отметить, что наибольшая концентрация малых элементов приходится на стадию калиево-железисто-магнезиального автометасоматоза при формировании магнезиальной роговой обманки, ортоклаза и биотита. В этот период происходит накопление Cr, Ga, Ba, Pb, Rb, Sn, Cu, Li, Sc, V, Cs, Co, Ni. В акцессорных минералах концентрируются Y, Yb, La, Th, Hf, Nb, Zr, Ge, Zr, частично As, Pb, Mo и, возможно, Bi. Таким образом, намечается тенденция к накоплению малых элементов в остаточном эвтектическом расплаве и к постепенному отделению Ag, Mo и частично As, Bi в жидкую фазу с последующим наложением их на сформировавшиеся магматические породы. Эти наблюдения согласуются с результатами исследований Л. Х. Аренса [1964] и Л. В. Таусона [1961].

Непосредственно со становлением нижнемезозойских гранитоидов связаны аплиты и кварцево-полевошпатовые жилы, залегающие главным образом в штоках. Пространственная ориентировка этих образований разнообразна, мощность и протяженность крайне незначительны. Наблюдаются случаи, когда они по простиранию переходят в породы, напоминающие пегматиты. По времени образования кварцево-полевошпатовые жилы более молодые, чем аплиты.

Абсолютный возраст их, определенный калий-аргоновым методом по полевым шпатам, — (188—190) млн. лет [Шевцов, 1968], что еще раз подтверждает их генетическую связь с рассматриваемыми гранитоидами.

Образования **среднемезозойского дайкового комплекса** Любавинского рудного поля по составу, условиям залегания и отношению к золотому оруденению можно разделить на две группы: кислого состава (плаггиогранит—гранит — фельзит—порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры) и среднего состава (кварцевые диорит-порфириты, диоритовые порфириты, микродиориты, спессартиты) (табл. 10—12).

Рассматриваемые дайки отчетливо приурочиваются к субширотной тектонической зоне повышенной трещиноватости (см. рис. 5) и принимаются геологами как эталон среднеюрского дайкового комплекса юго-восточной части Даурской зоны. Наблюдения за взаимоотношениями даек позволили установить, что наиболее древними были плаггиогранит-порфиры и альбитофиры; позже происходило внедрение гранит-порфиров и далее даек среднего состава, из которых кварцевые диорит-порфириты наиболее ранние.

Специфическая черта всех разновидностей пород — проявление калиево-натриевого автотасоматического процесса, приведшего к частичному, а порой и к полному изменению их первичного состава [Шубин, 1973а]. При этом характер и интенсивность процесса не на всех участках рудного поля были одинаковы. Например, на западном фланге широко развит преимущественно натриевый автотасоматоз с образованием в ряде случаев апорфировых серицит-альбитовых пород. Интенсивность натриевого автотасоматоза убывает к центральной части рудного поля, и на восточном фланге альбитизация совершенно отсутствует. Калиевый автотасоматоз с формированием калишпата наблюдается на всех участках рудного поля, особенно интенсивен этот процесс на восточном фланге в дайках плаггиогранит-порфиров и диорит-порфиритов. Позднее дайковые породы подверглись окварцеванию и карбонатизации под воздействием гидротермальных растворов, бывших прямым продолжением автотасоматических процессов.

Сопоставление химического состава пород дайкового комплекса [Шубин, 1973а] позволяет выявить некоторые особенности, наглядно видные на векторной диаграмме (рис. 12). Так, группа пород кислого состава располагается между гранитным аплитом и щелочноземельным гранитом по Р. Дэли и включает пересыщенные кремнеземом породы, подразделяясь на пересыщенные алюминием, богатые щелочами альбитофиры и нормальные, умеренно богатые щелочами гранит-порфиры. Группа пород среднего состава находится между кварцевым диоритом и керсантитом по Р. Дэли и включает слабо пересыщенные кремнеземом, бедные щелочами кварцевые диорит-порфириты, насыщенные кремнеземом, бедные щелочами микродиориты и спессартиты и очень бедные щелочами диоритовые порфириты. В целом дайковый комплекс пород выстраивается в единую серию, расположенную близко к вариационным линиям щелочноземельных серий Лассен-Пик и Йеллоустонского парка.

Нормативный минеральный состав дайковых пород Любавинского рудного поля, %

Порода	Кол-во проб	Плагиоклаз №	Биотит	Калишпат	Кварц	Роговая обманка	Мусковит	Пирофиллит	Сфен	Апатит	Магнетит	Гранат
Плагиогранит-порфиры	4	58,3(27)	8,9	8,8	21,7	—	0,9	—	0,3	0,1	1,0	—
Альбитофиры	6	44,2(10)	3,3	6,2	29,4	—	15,5	—	0,2	0,1	1,1	—
Гранит-порфиры	3	49,2(18)	3,4	18,2	26,9	—	1,7	—	0,1	—	0,5	—
Кварцевые диорит-порфи- риты	4	49,4(36)	14,0	4,0	15,8	16,1	—	—	2,1	—	0,3	—
Диоритовые порфириты	4	18,8(40)	16,8	—	18,8	31,3	—	11,3	1,2	—	1,0	0,8
Микродиориты	3	48,0(35)	14,0	1,6	10,5	22,4	—	—	2,4	0,4	0,7	—
Спессартиты	3	46,8(54)	33,6	—	13,2	3,0	—	—	2,7	0,5	0,2	—

П р и м е ч а н и е. Состав молекул граната (%): спессартитовой — 40, андрадитовой — 30, шпроповой — 20 и гроссуляровой — 10. Тире — минерал отсутствует.

Т а б л и ц а 11

Содержание аксессуарных минералов в дайковых породах Любавинского рудного поля, г/т

Минерал	I		II		III			IV	V			VI		VII
	166	В-21	220	В-10	214	207	175	153	213	В-3	В-2	В-4	В-6	В-19
Апатит	—	Ед. зн.	0,2	Ед. зн.	87,3	—	0,5	1,8	1,7	—	31,7	—	Ед. зн.	
Циркон	—	2,5	6,1	1,3	119,4	25,2	7,4	—	7,8	1,2	13,8	66,7	13,7	Ед. зн.
Сфен	0,2	3,2	1,9	11,2	2,0	6,4	21,5	Ед. зн.	—	3,0	23,0	33,3	11,0	» »
Гранат	38,0	0,3	0,2	—	1,6	—	0,1	—	2,3	—	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—
Турмалин	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ильменит	0,8	2,5	0,4	0,6	17,8	13,6	2,3	—	1,0	—	—	—	—	Ед. зн.
Лейкоксен	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	0,2	» »
Магнетит	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—
Пирит	5,5	—	16,6	1,0	311,0	—	1,4	56,5	37,0	0,6	4,6	1,2	2,7	47,5
Халькопирит	—	14,5	—	3,8	—	—	—	—	—	1,2	—	27,3	0,2	1,5
Арсенопирит	10,4	Ед. зн.	7,2	1,9	33,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Золото	—	» »	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.

П р и м е ч а н и е. I — гранит-порфиры, II — альбитофиры, III — плагиогранит-порфиры, IV — диоритовые порфириты, V — кварцевые диорит-порфириты, VI — микродиориты, VII — спессартиты.

Химический состав дайковых пород, %

Компонент	Плагиогранит-порфиры				Альбитофиры						Гранит-порфиры		
	10	11	12	13	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67,75	64,28	63,58	64,54	70,40	70,98	67,50	70,06	70,34	70,44	71,52	71,66	71,86
TiO ₂	0,36	0,54	0,65	0,53	0,20	0,26	0,51	0,19	0,23	0,33	0,12	0,13	0,19
Al ₂ O ₃	15,60	15,94	16,20	15,60	16,16	16,10	16,74	15,94	16,13	16,28	14,94	14,26	14,54
Fe ₂ O ₃	0,68	0,73	1,60	1,01	0,18	0,89	3,24	0,57	1,05	0,90	0,32	0,62	0,32
FeO	1,55	2,36	2,53	2,11	0,47	0,76	0,30	1,04	0,52	0,35	0,57	0,74	0,79
MnO	0,04	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,45	0,07	0,03	0,01	Сл.	0,01	0,01
MgO	0,95	1,39	1,79	1,31	0,35	0,59	0,78	0,75	1,53	0,78	0,18	1,26	0,37
CaO	2,67	3,23	3,17	3,16	0,35	0,42	0,44	1,60	1,70	1,60	1,55	2,29	3,02
Na ₂ O	5,10	4,72	4,05	4,27	4,59	4,83	3,88	4,77	4,42	4,79	4,72	4,05	4,50
K ₂ O	2,58	2,63	2,27	2,87	2,80	3,20	3,07	3,04	2,69	2,75	3,71	3,20	3,89
P ₂ O ₅	0,05	0,06	Не опр.	0,06	Не опр.	0,05	0,17	0,03	Не опр.	0,08	0,01	Не опр.	0,01
H ₂ O	Не определялось								0,14	Не опр.		0,04	0,06
П. п. п.	2,92	3,50	3,76	3,72	2,16	1,14	2,53	0,74	1,57	1,36	1,82	1,63	0,54
Сумма	100,25	99,41	99,66	99,20	99,68	99,24	99,61	98,80	100,35	99,67	98,56	99,91	100,10

Компонент	Кварцевые диорит-порфириты				Диоритовые порфириты				Микродиориты		Спессартиты		
	23	24	25	26	16	17	18	19	14	15	20	21	22
SiO ₂	54,58	58,06	58,84	61,10	54,56	53,04	56,50	49,48	51,72	52,86	51,28	49,72	49,40
TiO ₂	1,08	0,67	0,67	0,61	0,71	0,64	0,86	0,60	0,78	1,00	1,01	1,01	0,92
Al ₂ O ₃	15,12	16,48	14,76	15,60	14,04	14,70	13,14	13,72	15,34	17,10	14,94	15,94	16,53
Fe ₂ O ₃	5,12	1,92	2,39	0,15	3,13	1,79	1,66	3,36	1,29	2,03	1,37	2,10	2,32
FeO	4,06	4,09	3,71	4,17	3,67	4,39	3,81	3,74	6,0	5,80	6,73	5,87	5,69
MnO	0,07	0,09	0,11	0,10	0,16	0,15	0,10	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,14
MgO	3,23	4,10	5,03	4,16	8,45	6,72	7,44	7,36	4,73	3,39	4,98	4,55	4,94
CaO	6,17	4,43	5,58	5,48	3,55	7,26	5,47	6,94	7,47	5,80	6,39	6,31	6,30
Na ₂ O	3,72	4,05	2,94	4,04	1,22	1,84	2,56	1,66	3,70	4,05	3,18	1,94	2,07
K ₂ O	1,55	1,99	2,40	2,50	1,75	1,0	2,03	0,72	1,73	1,74	2,18	3,47	3,76
P ₂ O ₅	Не опр.			0,08	Не определялось					0,23	0,11	0,07	0,24
H ₂ O	Не определялось								0,07	Не определялось			
П. п. п.	5,29	3,81	8,44	1,24	8,12	8,14	5,60	12,23	7,11	5,46	6,34	7,76	7,16
С у м м а	99,64	99,79	99,98	99,23	99,57	99,84	99,49	99,72	100,07	99,58	99,64	99,10	99,47

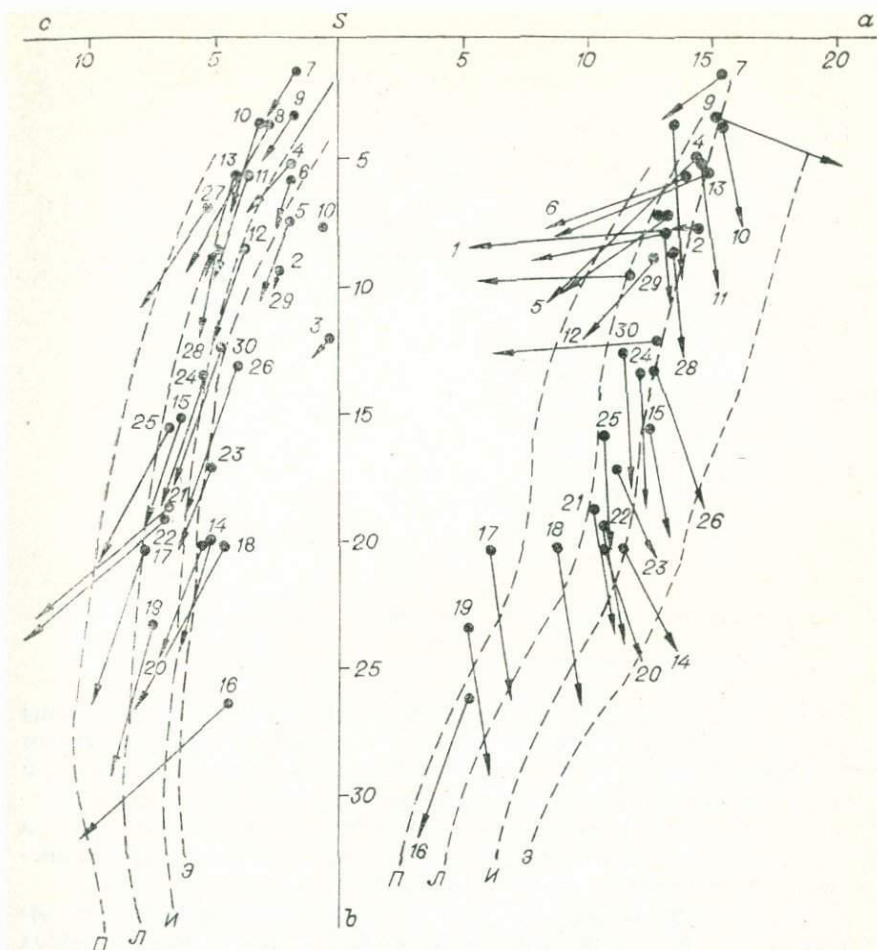


Рис. 12. Диаграмма химического состава дайковых пород Любавинского рудного поля.

Вариационные типы линий различных ассоциаций пород: П — Пеле, Л — Лассен-Пик, И — Иеллоустонского парка, Э — Этны. Здесь и на рис. 13 номера векторов соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 12.

С помощью комплементарной диаграммы В. И. Лодочникова (рис. 13) можно более наглядно проследить дифференциацию единой родоначальной известково-щелочной магмы (величина индекса Пиккока $\text{SiO}_2 = 56,2$, $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,7$) при формировании всех главных породообразующих компонентов дайковой серии пород. Вариационная диаграмма для описываемых дайковых пород близка к диаграмме позднемезозойской андезит-диорит-гранодиоритовой ассоциации Юго-Восточного Забайкалья [Соловьев, 1968] и амуджиканского комплекса Северо-Восточного Забайкалья (рис. 14).

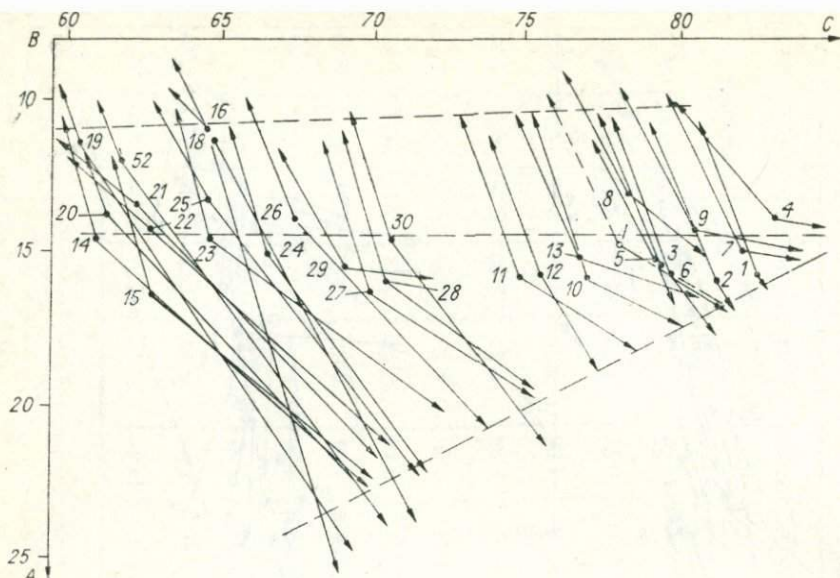


Рис. 13. Диаграмма состава дайковых пород Любавинского рудного поля.

I — средневзвешенный состав дайковых пород.

Направление и характер дифференциации родоначальной магмы при формировании дайковых пород можно оценить по фигуративным точкам пород. На диаграмме (см. рис. 14) они ложатся близ плавной кривой, указывающей на последовательное развитие серии от богатых щелочами пород к породам с повышенным содержанием железа и магния. В этом же направлении уменьшается содержание кремнезема и возрастает роль окислов кальция и титана.

Для выяснения влияния щелочного и железомagneзиального автотемасоматоза на петрохимические особенности дайковых пород был проведен анализ изменения некоторых петрохимических характеристик и содержания щелочных элементов в породах с учетом щелочности, железистости и магнезиальности [Шубин, 1973]. Полученные результаты позволяют сделать вывод об отсутствии здесь каких-либо строгих закономерностей, что, очевидно, и должно было следовать из природы неравномерности проявления темасоматических процессов при становлении магматических пород (табл. 13—15). В то же время намечается определенная горизонтальная зональность в изменении щелочности и железистости в породах среднего состава на различных участках рудного поля (см. табл. 14, 15). Так, содержание K_2O в породах увеличивается с запада (участок Баян-Зурга) на восток (участок Евграфовский), а Na_2O и Li_2O — в обратном направлении. В зависимости от этого коэффициент щелочности (n) изменяется от 79,7 (Баян-Зурга) до 58,7 (Евграфовский). Коэффициент железистости (f) для пород западного фланга рудного поля 32,8, тогда как на востоке он увеличивается до 46,0; в том же направлении

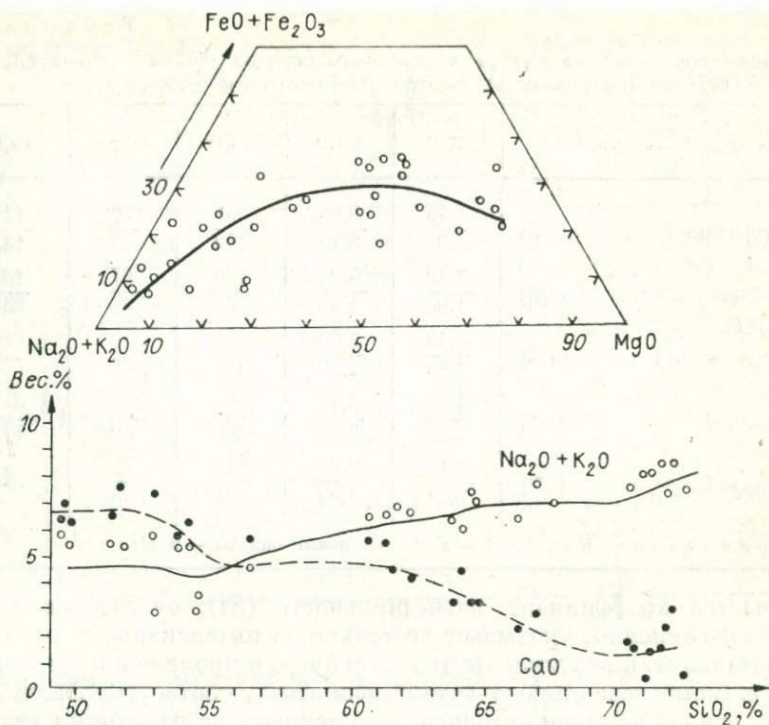


Рис. 14. Вариационные диаграммы дайковых пород Любавинского рудного поля. (Темные и светлые кружки — химические анализы).

Таблица 13

Среднее содержание щелочных элементов в дайковых породах Любавинского рудного поля

Порода	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Альбитофиры	3,19	3,96	100	88	13
Гранит-порфиры	2,65	4,29	98	76	13
Плагиигранит-порфиры	2,64	3,10	112	58	—
Средневзвешенное	3,02	3,93	101	82	13
Диорит-порфиры	2,03	2,63	72	56	—
Кварцевые диорит-порфириты	1,92	4,17	148	47	19
Диоритовые порфириты	0,90	0,85	38	18	—
Микродиориты	2,12	3,88	132	37	28
Спессартиты	3,25	3,35	101	69	—
Средневзвешенное	2,48	3,65	134	43	22

Примечание. K₂O, Na₂O — в %, остальные окислы — в г/т.

Содержание щелочных элементов в дайковых породах кислого (числитель) и среднего (знаменатель) состава Любавинского рудного поля

Участок, кол-во проб	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Баян-Зургинский (3/3)	4,45	2,96	99	76	13
	2,04	5,13	160	43	13
Больше-Федоровский (5/6)	3,19	3,95	100	87	13
	1,96	4,44	202	49	35
Мало-Федоровский (5/3)	4,43	3,06	—	—	—
	1,80	2,97	120	—	—
Евграфовский (5/6)	4,91	3,15	—	—	—
	2,95	2,69	99	59	17
Николаевский (2/2)	3,10	2,64	112	58	—
	2,11	3,95	60	45	—

Примечание. K₂O, Na₂O — в %, остальные окислы — в г/т.

уменьшается коэффициент магнезиальности (*Sl*): от 51,5 до 28,6. Все это, несомненно, указывает не только на интенсивность, но и на горизонтальную и вертикальную зональность в проявлении щелочного и железомagneзиального автометасоматоза, соответствующие горизонты единой колонки которого были вскрыты на различных участках рудного поля.

Касаясь состава и характера распределения элементов-примесей в дайковых породах рудного поля (табл. 16—18), можно сделать следующие выводы:

относительно пород кислого состава разности среднего состава имеют повышенное содержание Ga, Pb, Rb;

расчет коэффициента накопления микроэлементов (*R*) [Шубин, 1973] показал, что в целом идет отчетливое накопление элементов-примесей при эволюции дайковых пород от альбитофиров ($R = 0,8$) через гранит-порфиры ($R = 0,983$) к дайкам среднего состава ($R = 1,1$);

Таблица 15

Петрохимические характеристики дайковых пород Любавинского рудного поля

Участок	Дайки кислого состава (13 проб)			Дайки среднего состава (17 проб)		
	<i>n</i>	<i>f</i>	<i>Sl</i>	<i>n</i>	<i>f</i>	<i>Sl</i>
Баян-Зургинский	69,2	53,2	13,3	79,7	—	—
Больше-Федоровский	65,4	—	—	77,4	32,8	51,5
Мало-Федоровский	68,5	44,2	23,4	71,7	44,0	41,0
Евграфовский	70,0	56,3	9,0	58,7	44,8	39,6
Николаевский	63,3	48,6	11,8	—	46,0	28,6

Таблица 16

Содержание элементов-примесей в дайковых породах кислого состава, г/т

Элемент	Альбитофиры (16 проб)		Гранит-порфиры (25 проб)		Кларк по А. П. Вино- градову	Элемент	Альбитофиры (16 проб)		Гранит-порфиры (25 проб)		Кларк по А. П. Вино- градову
	\bar{X}	S	\bar{X}	S			\bar{X}	S	\bar{X}	S	
Be	5,0	0,0	4,2	1,6	5,5	Co	2,2	5,3	5,5	9,2	5
Sr	191,0	344,0	225,0	111,0	300	Ni	1,9	6,2	9,4	9,0	8
Ba	239,0	52,6	215,0	130,0	830	W	4,1	16,2	—	—	1,5
Sc	0,6	5,4	2,4	4,3	3	Cu	28,4	27,0	34,4	24,8	20
Y	—	—	6,4	9,5	34	Zn	16,2	28,5	10,4	24,3	60
Yb	—	—	0,8	1,8	4	Ga	36,9	23,9	30,8	19,5	20
Zr	116,0	67,0	130,0	110,0	200	Ag	—	—	1,4	2,2	0,05
Nb	4,3	7,6	4,8	8,7	20	Sn	3,7	6,5	—	—	3,0
Th	—	—	24,0	35,0	18	Au	1,1	—	11,7	—	4,5
V	9,7	7,2	10,0	6,6	40	Pb	36,0	45,4	105,0	182,0	20
Cr	12,5	7,7	25,0	22,0	25	As	8,1	22,0	27,0	90,0	1,5

Примечание. Au — в мг/т.

Таблица 17

Содержание элементов-примесей в дайковых породах среднего состава, г/т

Элемент	I	II	III	IV	V	Среднее		Кларк по А. П. Вино- градову
						\bar{X}	S	
Be	5	5	4	3	3	4,4	1,6	1,8
Sr	200	280	300	397	425	326,0	208,0	800,0
Ba	200	276	245	708	155	325,0	232,0	650,0
Sc	12	14	11	12	17	13,0	8,1	2,5
Y	20	19	23	17	20	20,0	9,2	34,0
Yb	4	5	5	4	5	4,6	2,6	4,0
Zr	130	160	140	180	110	150,0	68,0	260,0
Nb	5	—	—	—	3	0,8	4,5	20,0
V	27	56	30	68	117	54,0	36,0	100,0
Cr	88	126	215	75	57	106,0	80,0	50,0
Co	12	14	18	13	15	14,0	10,6	10,0
Ni	31	88	143	34	27	45,0	40,7	55,3
Cu	42	41	45	29	35	38,0	22,6	35,0
Zn	65	27	22	25	54	28,0	32,0	72,0
Ga	20	20	16	20	20	19,0	2,7	20,0
Pb	26	9	10	5	25	12,0	15,6	15,0
Au				4,1				4,5

Примечания: 1. I — калишпатизированные диорит-порфиры (10 проб); II — кварцевые диорит-порфиры, III — диоритовые порфиры (10 проб), IV — микродиориты (10 проб), V — спессартиты (9 проб). 2. Au — в мг/т.

на восточном фланге рудного поля в породах кислого состава наблюдается увеличение содержаний Pb, Ni, Nb, Cu, Co, Cr и Th, а в породах среднего состава — Pb, Ni, V, Cu, Zn, Ag и Co. На западном фланге в кислых породах повышаются концентрации W, Ba и

Коэффициенты накопления микроэлементов в дайковых породах Любавинского рудного поля

Элемент	Кларк в магматических породах по А. П. Виноградову	Альбитофиры (16 проб)	Гранит-порфиры (25 проб)	Дайки среднего состава (49 проб)
Li	3,8	Не опр.	1,105	1,314
Be	32,0	0,850	0,894	1,135
Rb	150,0	0,482	0,416	0,235
Sr	340,0	0,562	0,662	0,960
Cs	3,7	3,030	3,030	5,160
Ba	650,0	0,368	0,200	0,500
Sc	10,0	0,060	0,240	1,300
Y	29,0	—	0,221	0,690
Yb	3,3	—	0,243	1,390
Zr	170,0	0,682	0,764	0,882
V	90,0	0,108	0,111	0,600
Cr	83,0	0,151	0,305	1,200
Co	18,0	0,122	0,311	0,777
Ni	58,0	0,033	0,162	0,775
Cu	47,0	0,605	0,732	0,820
Zn	83,0	0,195	0,125	0,338
Ga	19,0	1,940	1,620	1,000
Pb	16,0	2,250	6,580	0,750
Сумма . . .		12,768	17,721	19,816
Среднее . . .		0,800	0,983	1,100

As; в породах среднего состава — Ni, Ba и Zr (табл. 19). Таким образом, повышенное содержание в дайковых породах элементов, принимающих участие в последующем рудном процессе (Pb, Ag, Cu, Zn), наблюдается там, где имело место интенсивное проявление щелочного автометасоматоза.

В заключение отметим, что зона контактового метаморфизма, возникающая при становлении дайковых пород, очень узка (измеряется несколькими сантиметрами) и характеризуется развитием окварцевания и фельдшпатизации.

Основные структурные элементы рудного поля и морфологические черты рудных тел

Породы песчанико-сланцевой толщи Любавинского рудного поля слагают крыло антиклинальной складки второго порядка, имеющей простирание 260° с падением на юг под углом $50-70^\circ$. Как уже отмечалось, в результате процессов складкообразования эти отложения были дислоцированы с образованием пликативных структур и сланцеватости. Последняя, судя по совпадению с плоскостями напластования, может быть отнесена к категории сланцеватости — слоистости и развивалась, как это свойственно подобным структу-

рам, в наиболее ранний период в результате процессов складкообразования. Наблюдающиеся отклонения не превышают 10—15° и отмечаются только в участках незначительного опрокидывания на юг складок второго порядка.

Места проявления сланцеватости послышного течения можно рассматривать как участки соприкосновения двух поверхностей. Опираясь на природу механических контактных явлений, возникающих при трении двух (и более) соприкасающихся поверхностей, можно рассмотреть характер проявления деформаций. На контакте этих поверхностей материал при послышном течении в период пликативных дислокаций будет находиться в сложном напряженном состоянии и в состоянии течения, что в итоге приводит его к упрочнению в контактной зоне. Возникающее упрочнение будет иметь направленный характер, веерообразную зону поверхности упрочнения по площади контакта двух соприкасающихся поверхностей. Увеличение напряжения и упрочнения при послышном течении, происходящем в силу деформации пород песчаниково-сланцевой толщи, естественно, будет вызывать нарушения, проявляющиеся в виде сланцеватости.

Что касается дизъюнктивных нарушений, то на их морфологию и пространственное положение большое влияние оказала резко выраженная неоднородность рудного поля, обусловленная внедрением гранитоидных штоков и дайкового комплекса вдоль зоны повышен-

Таблица 19
Любавинского

Содержание элементов-примесей в дайковых породах кислого (числитель) и среднего (знаменатель) состава рудного поля, г/т

Участок, кол-во проб	Be	Sr	Ba	Sc	Y	Yb	Zr	Nb	Th	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ca	Ag	Pb
Николаевский (15/5)	5/5	200/350	200/200	6/15	40/20	1/5	133/110	10/—	50/—	18/50	54/110	15/20	20/13	54/65	—/43	20/20	1/2	475/43
Евграфовский (20/10)	4/4	330/450	200/308	1/15	9/18	1/5	160/132	3/2	29/—	41/83	22/47	5/15	7/31	33/29	49/45	33/20	2/0,5	150/15
Мало-Федоровский (20/25)	5/4	177/350	326/375	—/14	—/20	—/5	65/152	—/1	—	4/40	10/131	3/15	3/72	48/40	—/11	42/18	1/—	17/8
Большо-Федоровский (25/15)	4/5	180/225	200/475	4/15	9/20	1/5	162/177	6/—	9/—	18/47	26/95	2/12	10/51	40/35	19/36	30/20	1/—	160/9

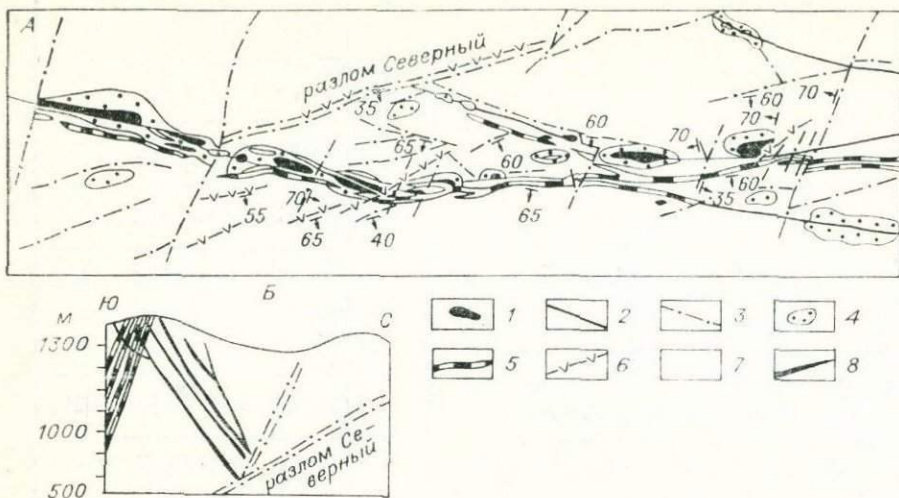


Рис. 15. Схема основных структур, определяющих размещение магматических тел Любавинского рудного поля (А) и взаимоотношение разлома Северный с рудолокализирующими структурами (Б).

1 — штоки; 2 — структуры, определяющие положение магматических пород; 3 — тектонические нарушения; 4 — ореолы контактового метаморфизма; дайковые породы: 5 — кислого, 6 — среднего состава; 7 — песчано-сланцевые толщи; 8 — свита кварцевых жил.

ной трещиноватости, где количество трещин на единицу площади в 1,7—2,3 раза больше, чем вне ее пределов [Биндеман, 1968].

На основании анализа данных горных, буровых и геофизических работ рудное поле можно рассматривать как зону, ограниченную с севера крупным разломом (с некоторыми осложняющими его структурами), а с юга — основным поясом дайковых пород; общее склонение ее на юг — в том же направлении, что и у оконтуривающих структурных элементов (рис. 15). Разлом, названный нами «Северный», имеет пологое ($35\text{—}40^\circ$) падение на юг; осложняющие его структуры также падают на юг, но под более крутым углом ($65\text{—}80^\circ$). Навстречу этим структурам направлены основные рудолокализирующие нарушения рудного поля, представленные крутопадающими ($60\text{—}65^\circ$) на север кварцево-золоторудными жилами (см. рис. 15). В свою очередь, жилы «экранируются» основным дайковым поясом, круто падающим (65°) на юг. Судя по структурной картине, в поле развиты рудные тела, приуроченные к крутопадающим трещинам оперения, располагающимся в всячем боку Северного разлома, который четко увязывается с хорошо известным в районе Сергиевским разломом Хавергинского рудного поля.

Неоднократная активизация зоны повышенной трещиноватости, в которой размещается Любавинское рудное поле, обусловила формирование ряда систем трещин, в той или иной степени оказавших влияние на распределение и концентрацию как магматических, так и гидротермальных проявлений.

На основании анализа трещиноватости рудное поле по латерали можно разделить на три зоны (табл. 20): северную, отвечающую по-

Ориентировка основных систем трещин центральной части Любавинского рудного поля

Зона	Горизонт		
	верхний	средний	нижний
Северная	Субширотная, падение на юг, $\angle 65-75^\circ$	Субширотная, падение на юг, $\angle 65-75^\circ$	Субширотная, падение на юг, $\angle 70-80^\circ$
Центральная	Меридиональная, падение на восток, $\angle 30-40^\circ$	Близмеридиональная, падение на восток, $\angle 20-40^\circ$ Близширотная, падение на юго-восток, $\angle 50-60^\circ$	Северо-западная, падение на северо-восток, $\angle 40-50^\circ$ Субширотная, падение на юг, $\angle 65-75^\circ$
Южная	Северо-восточная, падение на юго-восток и северо-запад, $\angle 50-70^\circ$ Близмеридиональная, падение на восток, $\angle 30-40^\circ$	Северо-восточная, падение на юго-восток, $\angle 50-60^\circ$	Субширотная, падение на юг, $\angle 50-70^\circ$

лю преимущественного развития песчаниково-сланцевых пород; центральную, характеризующуюся развитием гранитоидных штоков, кварцево-золоторудных жил и прожилков различного простиранья и протяженности; южную, отвечающую развитию пород дайкового комплекса.

На основании общего анализа трещинной тектоники по горизонтам можно сделать вывод, что характер трещиноватости во всех указанных выше зонах с глубиной остается в целом без изменения.

Наибольший интерес представляет центральная зона, где выявлены кварцево-золоторудные жилы всех трех основных систем (рис. 16):

близширотных наиболее продуктивных жил с углами падения $60-70^\circ$ на северо-северо-восток и юг-юго-запад; жилы с северным падением характерны для участков преимущественного развития песчаниково-сланцевых пород в пространстве между штоками гранитоидов;

близмеридиональных жил с падением на северо-запад и восток под углами $30-55^\circ$;

пологопадающих на северо-запад ($20-40^\circ$) жил северо-восточного простиранья.

Дизъюнктивные нарушения, возникшие в разные этапы формирования рудного поля, можно разделить на дорудные, внутрирудные и послерудные.

Дорудная дизъюнктивная тектоника проявилась на ранних этапах развития зоны повышенной трещиноватости и контролировала размещение магматических образований и кварцевых жил.

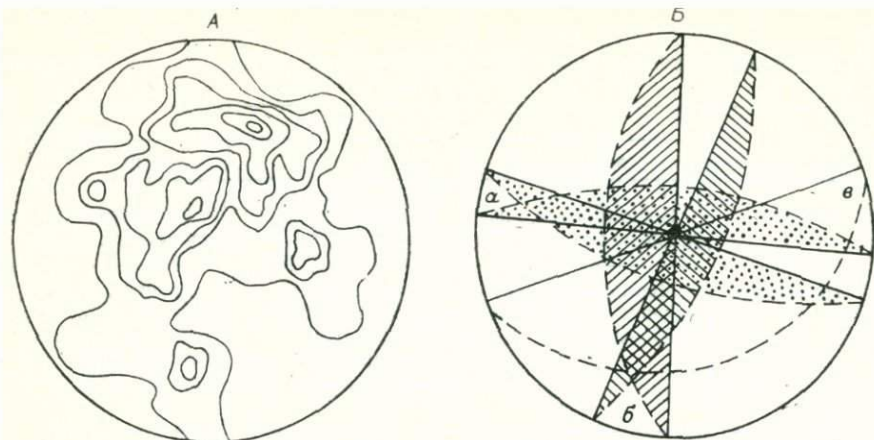


Рис. 16. Диаграммы ориентировки кварцевых жил Любавинского рудного поля.

А—в подсчет включено 132 жилы; изолинии проведены через точки с 1-2-3-5-7%; Б—усредненные плоскости, отвечающие элементам залегания жил: а—субширотная, б—близ-меридиональная и в—пологопадающая системы жил.

Дорудные системы трещин выделяются по следующим критериям: выполнение и смещение трещин телами дайкового комплекса; выполнение трещин жильными телами раннего кварца; усложнение морфологии кварцевых жил (выклинивание, разветвление, резкие раздувы) в местах сочленения с трещинами. В морфологическом отношении дорудные системы нарушений характеризуются большой протяженностью, выдержанностью по простиранию и нередко на глубину, частым волнообразным искривлением поверхности, наличием зеркал скольжения и глинок трения, зон брекчирования и милонитизации, оперяющих трещин.

Особенно заметной активностью отличались крутопадающие субширотные нарушения, подвижки по которым приводили к дифференцированному их развитию и усложнению в различных участках рудного поля в зависимости от неоднородности его геологического строения. Так, в участках с гранитоидными штоками, служивших естественными упорами для развития деформаций, субширотные дизъюнктивы охотно приоткрывались при наличии вдоль них продольных подвижек. Создавались благоприятные условия для локализации жильных кварцевых тел (центральная часть рудного поля).

Субширотные дизъюнктивы, залегающие в монотонной толще песчаниково-сланцевых пород (при отсутствии гранитоидных штоков), при продольных подвижках оказывались притертыми, вдоль них развивалась серия оперяющих структур, в которых и локализовались кварцевые жилы. Ярким примером могут служить субширотные крутопадающие дизъюнктивы восточной части рудного поля, где по периферии этих нарушений, особенно со стороны висячего бочка, развита густая сеть оперяющих трещин также субширотного простирания, падающих на север, но под более пологим углом (рис. 17). Среди них можно выделить трещины отрыва и скола.

Протяженность отдельных трещин отрыва невелика (первые

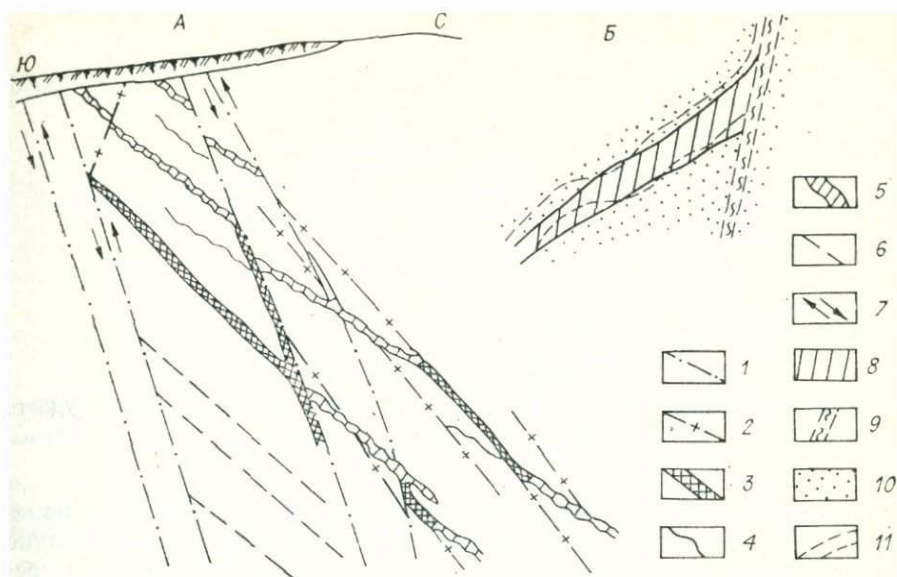


Рис. 17. Структурный разрез вкрест простирания жил Николаевских (А) и увеличение мощности кварцевой жилы при сочленении ее с дорудным субширотным нарушением (Б).

1 — крутопадающие субширотные взбросы, 2 — оперяющие трещины скола, 3 — интервалы жил, приуроченные к трещинам скола, 4 — оперяющие трещины отрыва, 5 — интервалы жил, приуроченные к трещинам отрыва, 6 — предполагаемые жилы, 7 — направление подвижек по субширотным трещинам, обусловивших возникновение оперяющих трещин, 8 — фрагмент кварцевой жилы, 9 — дорудное нарушение, 10 — вмещающие породы, 11 — контур очистной выработки.

десятки метров), к ним приурочены наиболее мощные интервалы золотоносных жил, а также серия мелких прожилков кварца. В местах сочленения с крутопадающими нарушениями трещины оперения испытали наибольшее приоткрывание, в связи с чем мощность жил, выполняющих эти трещины, резко возрастает (см. рис. 17). Сколовые пологопадающие трещины развиты шире всего и в отличие от трещин отрыва имеют более крутой ($40-50^\circ$) угол падения. Они смещают разрывные трещины и вмещают отдельные интервалы жил.

Положение трещин отрыва и скола относительно крутопадающих дизъюнктивов, которые они оперяют, указывает на взбросовый характер последних (см. рис. 17). Наряду с субширотными оперяющими трещинами часто проявляются нарушения северо-западного простирания, свидетельствующие о том, что позднее (но до образования кварцевых жил) в плоскости субширотных трещин имели место сдвиговые подвижки. Подобного же типа подвижки с образованием трещин оперения можно наблюдать и вдоль близмеридиональных нарушений.

То обстоятельство, что золотоносные жилы приурочены к различным по своей природе, но близким по элементам залегания трещинам, обусловило чрезвычайно сложную морфологию рудных тел. Простирание отдельных интервалов жил колеблется от 260 до 330° , но в среднем составляет 290° , угол падения изменяется от 20 до 50° .

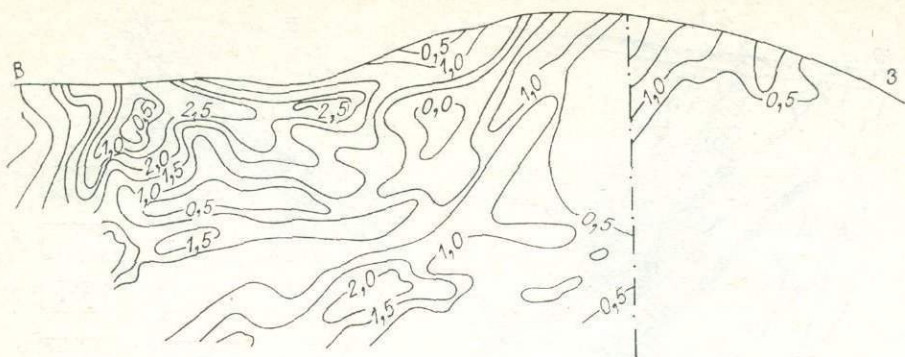


Рис. 18. План изолиний мощности одной из жил восточного фланга рудного поля.

Штрихпунктирная линия — тектоническое нарушение.

Колебания элементов залегания происходят скачкообразно с изменением простирания и падения на $10-15^\circ$. Наиболее часты резкие искривления, связанные с переходом жил из трещин разрыва в трещины сколовой природы. Мощность жил в целом выдержана и изменяется от нескольких сантиметров до $4-4,5$ м. Анализ плана изолиний мощностей одной из жил, в частности, показывает, что изолинии имеют преимущественно горизонтальную ориентировку либо склоняются в восточном направлении (рис. 18). При этом мощность постепенно возрастает по мере приближения к субширотному крутопадающему нарушению, взбросовые подвижки по которому и вызвали значительное приоткрывание рудовмещающей структуры (см. рис. 17).

Характер дорудных трещин наложил определенный отпечаток на морфологические особенности жил. Так, выполнение жильным материалом сколовых трещин привело к возникновению жил с частыми раздувами, пережимами, проводниками и кулисообразно расположенными прожилками и линзами (рис. 19, О). Выполнение же разрывных трещин выразилось в образовании достаточно выдержанных кварцевых жил (рис. 19, К, Г). Встречаются флексурные изгибы жил при выполнении различно ориентированных трещин (рис. 19, А).

Следует также отметить своеобразие морфологии жилы Новой-1, приуроченной к системе кулисообразно расположенных короткометражных трещин (рис. 19, Н). Простирание отдельных «кулис» изменяется от 30 до 90° , углы падения — от 56 до 70° . Мощность жилы варьирует в довольно широких пределах: в центральной части отдельных кулис достигает метра, на флангах снижается до нескольких сантиметров. Отдельные кулисы сочленяются между собой посредством тонких кварцевых проводников. Аналогичное строение имеет и ряд более мелких рудных тел (жила Северная и ряд безымянных жил в ее районе). Мы вправе допустить, что кулисообразное расположение трещин, вмещающих данные жилы, будет наблюдаться не только в плане, но и в разрезе.

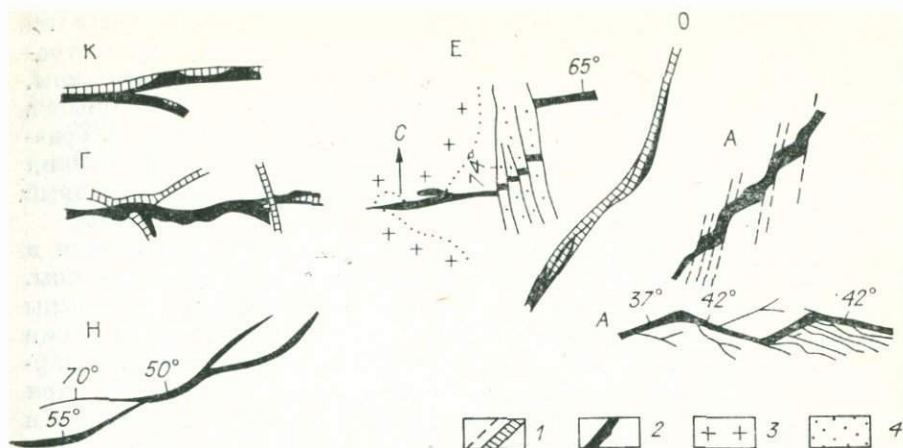


Рис. 19. Фрагменты морфологии некоторых жил Любавинского рудного поля. Жилы: А — Анненская, Г — Грищевская, Е — Евграфовская (район «Мокрой ямы»), К — Копушная, О — Осенняя, Н — Новая. 1 — тектонические трещины, 2 — кварцевые жилы, 3 — граниты, 4 — зона меридиональных ранних внутрирудных трещин.

На морфологические особенности жил оказывал влияние и характер вмещающих пород: так, в гранитных штоках (см. рис. 19, Е) и в дайковых полях часто наблюдается разветвление кварцевых жил, которое приводит к образованию штокверковых зон. Последние можно наблюдать в крупных зонах дробления и милонитизации песчаниково-сланцевой толщи (жилы Копушные и так называемая зона штокверковых руд участка Геологического).

Сопоставляя геологическое строение различных участков центральной части рудного поля, можно отметить их общее сходство и одинаковый характер систем рудовмещающих трещин [Шубин, 1970]. Сходство трещинных систем на различных участках указывает на то, что план деформации был везде одинаков и если изменялся во времени, то синхронно и на всех изученных участках одинаково. Например, на Больше- и Мало-Федоровском участках отсутствуют системы трещин отрыва (рис. 20), что можно объяснить «экранированием» их дайковыми телами, которые находятся севернее гранитных штоков данных участков и «перекрывают» область возможного обнаружения на поверхности этой системы трещин, к которой, по аналогии с расположенными поблизости участками, должны быть приурочены слепые рудные тела. Признаки их можно видеть на поверхности как в дайковом поясе, так и на глубине в лежащем боку этого пояса (участок жил Поисковых). Подобные структуры были вскрыты и по штольне на участке Мало-Федоровском.

В целом дорудный этап характеризовался интенсивным трещинообразованием. В этот период заложились главные структурные элементы рудного поля, оказавшие влияние на морфологию кварцевых жил и распределение как магматических, так и гидротермальных образований.

Внутрирудная система трещин проявилась в период развития рудного процесса, критериями ее выделения послужили взаимоотношения различных минеральных ассоциаций, выполняющих трещины. В морфологическом отношении рассматриваемые нарушения имеют в общем ровные, хорошо выраженные контакты, постоянную и сравнительно небольшую мощность, реже встречаются зонки дробления и милонитизации, развивающиеся в раннем жильном кварце, который выполняет дорудные нарушения.

Внутрирудные нарушения с учетом времени их проявления и характера минерального выполнения подразделяются на две группы.

В первую группу (ранние внутрирудные) включены нарушения, которые возникли непосредственно перед или во время отложения золото-сульфидной минерализации и формирования кварцево-арсенопиритовой и кварцево-турмалиновой ассоциаций. При образовании эти трещины отчетливо смецали дорудные нарушения и ранние кварцевые жилы или развивались непосредственно в них, влияя на пространственное размещение минеральных ассоциаций. Так, в жилах восточного фланга рудного поля наиболее широко проявились трещины, выполненные кварцево-арсенопиритовой минерализацией. Эти трещины унаследуют в большинстве случаев элементы залегания жил, предопределяя поведение пегматита, арсенопирита и сопровождающего их кварца, который из-за густой сыпи сульфидов приобретает серый или темно-серый цвет. Все эти образования четко выделяются на фоне молочно-белого кварца основной жилы, причем полосы разных кварцев разделены ровными поверхностями с зеркалами скольжения.

Кроме указанных трещин имеются и кососекущие (рис. 21, А), пространственное положение которых позволяет судить о сдвиговом характере перемещений, предшествующих отложению кварцево-арсенопиритовой ассоциации. Иногда от кварцевых жил во вмещающие породы отходят прожилки мощностью 1—2, реже 5—10 см (ази-

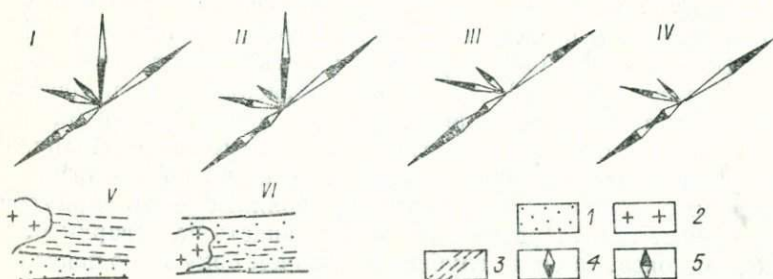


Рис. 20. Диаграммы элементов залегания кварцевых жил.

Участки: I — Евграфовский, II — Геологический, III — Мало-Федоровский, IV — Больше-Федоровский, V — схема положения широтных рудовмещающих структур (1) по отношению к гранитному штоку (2) и дайковому поясу (3) на Евграфовском и Геологическом участках, VI — схема возможного положения широтных рудовмещающих структур по отношению к гранитному штоку и дайковому поясу, перекрывающему область развития рудовмещающих структур участков Больше- и Мало-Федоровских; 4 — трещины отрыва, 5 — трещины скола

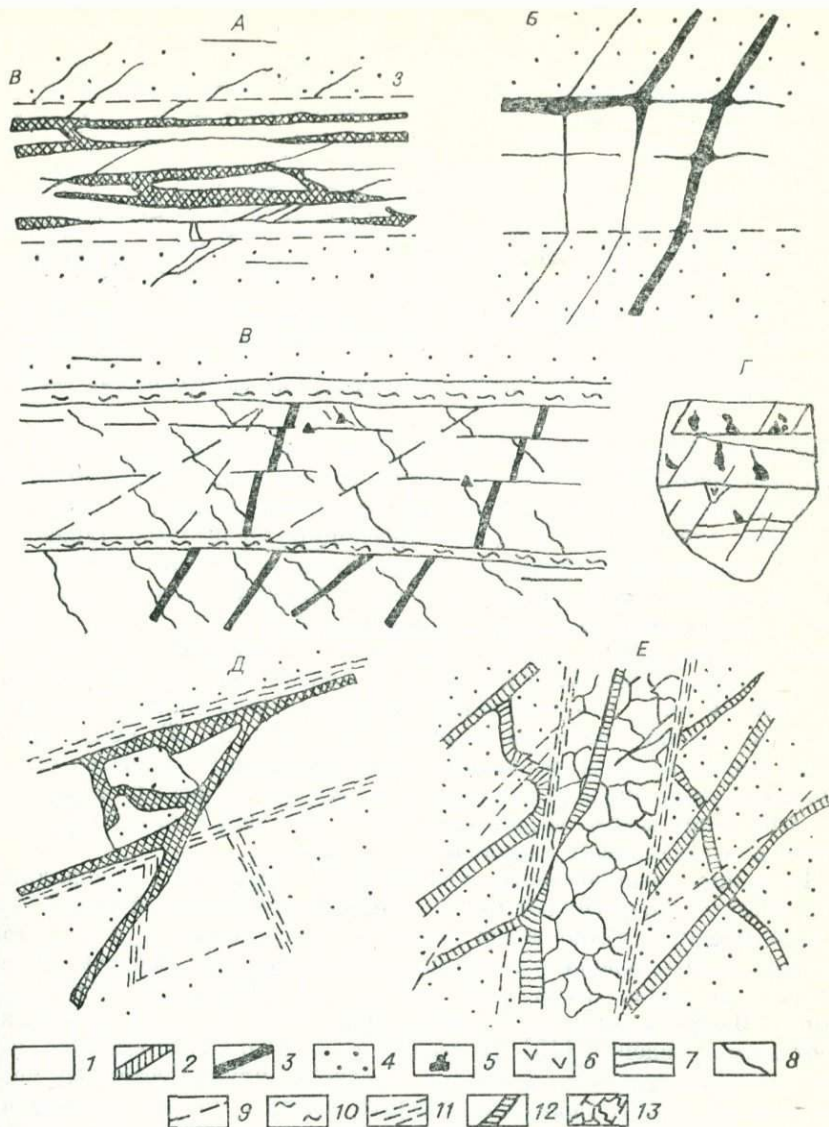


Рис. 21. Взаимоотношения ряда минеральных ассоциаций Любавинского рудного поля.

А — положение кварцево-арсенипиритовой (2) ассоциации в кварцевой жиле (1) и вмещающих породах (4); Б — положение кварцево-турмалиновой (3) ассоциации в кварцевой жиле и вмещающих породах; В — положение золота (5) и галенита (6) золото-сульфидной ассоциации по отношению к внутрирудной трещиноватости, представленной продольными сколовыми трещинами (7) и определяющими их разрывными (8) и сколовыми (9) трещинами, 10 — активизированные контакты жилы при продольных подвижках; Г — ориентированный аншлиф (уменьшено в 8 раз); Д — взаимоотношения кварцевой жилы с внутрирудными активизированными нарушениями (11) и кварцево-арсенипиритовой ассоциацией; Е — положение кварцево-карбонатных прожилков (12) по периферии тектонического нарушения (13).

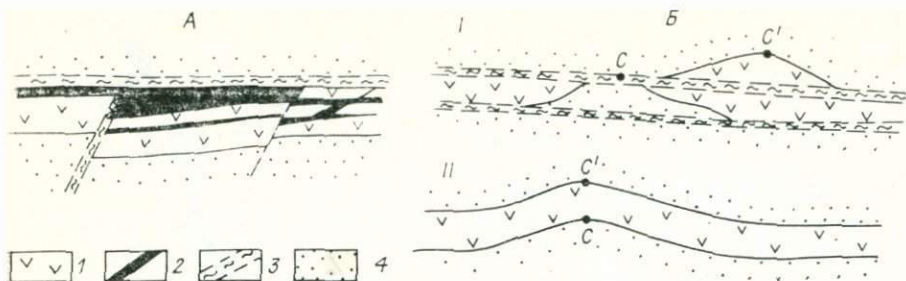


Рис. 22. Локальное усложнение морфологии жилы, вызванное наложением двух генераций кварца (1 и 2) и тектоническими трещинами (3) (4 — вмещающие породы) (А); послерудными подвижками в плоскости жилы (В). I — современные черты морфологии, II — реконструкция первоначальной морфологии жилы.

мут падения $40-55^\circ$, угол $30-35^\circ$, выполненные кварцево-арсенопиритовой ассоциацией или (в некоторых случаях) мономинеральным арсенопиритом. Внутриминерализованные подвижки, прошедшие перед отложением кварцево-арсенопиритовой минерализации, нередко оказывают влияние на морфологию жил. Так, в одном из участков золотоносной жилы отмечается локальное увеличение мощности за счет приоткрывания рудовмещающей структуры с ранним кварцем и выполнения полости наложенной кварцево-арсенопиритовой ассоциацией (рис. 22, А). В другом случае внутрирудные подвижки привели к тому, что произошло «выклинивание» жилы в точке С и резкое увеличение мощности в точке С' (см. рис. 22, В). Реконструкция первоначальной морфологии жилы показывает, что здесь имели место подвижки, проходившие вдоль всяческого контакта прямолинейных интервалов жилы. В результате выступающая часть жилы была перемещена в западном направлении на 4 м.

Трещины, выполненные кварцево-турмалиновой минерализацией, отчетливо пересекают как молочно-белый жильный кварц, так и более поздний темно-серый кварц с арсенопиритом и пиритом (см. рис. 21, В). Прожилки кварцево-турмалинового состава ориентированы в жиле либо параллельно ее контактам, либо под углом $70-80^\circ$ к ним; во вмещающих породах эти прожилки имеют азимут падения 110° , угол падения 45° . То обстоятельство, что кварцево-турмалиновые прожилки быстро выклиниваются по мере удаления от жилы, позволяет сделать вывод, что вмещающие их структуры развивались как трещины, оперяющие главные рудовмещающие нарушения при сбросово-сдвиговых перемещениях в плоскости кварцевой жилы, предшествующих формированию кварцево-турмалиновой ассоциации. При этом всякий бок смещался относительно лежачего по азимуту $290-310^\circ$.

Трещины, выполненные золото-сульфидной ассоциацией, обычно развиты непосредственно в кварцевых жилах (см. рис. 21, В). Наиболее выдержанные, измеряемые первыми метрами трещины имеют элементы залегания, близкие к элементам залегания кварцевых жил. Стенки этих трещин представлены ровными притертыми по-

верхностями, между которыми отмечаются редкие прожилковые выделения галенита, арсенопирита, иногда хлорита. Некоторые из них выполнены микробрекчией кварца, сцементированного кальцитом.

В стороны от этих сколовых трещин субширотного простирания отходят трещины оперения, также сколовой природы. Протяженность таких трещин, имеющих азимут падения $60-80^\circ$ и угол падения $25-30^\circ$, измеряется в пределах нескольких сантиметров. Обычно они неминерализованы, в исключительно редких случаях в них обнаружены золото и сфалерит.

Наиболее часто золото-сульфидная минерализация отмечается в разрывных структурах оперения субширотных внутрижильных трещин. Элементы залегания разрывных трещин обычно выдержаны и варьируют в широких пределах (азимут падения $240-270^\circ$, угол падения $20-80^\circ$). Данное обстоятельство вызвано тем, что при образовании трещинки отрыва нередко стремятся приурочиться к межзерновым пространствам в кварцевом агрегате, определяя сложную (ветвистую, лапчатую или бахрамчатую) морфологию выполняющих их минеральных агрегатов.

Закономерности пространственного положения трещин, предшествующих отложению золото-сульфидной ассоциации, позволяют предполагать, что развитие указанной трещиноватости имело место при сдвиговых (возможно, сдвигово-взбросовых) перемещениях в плоскости кварцевых жил, при этом висячий бок перемещался относительно лежащего по азимуту $250-260^\circ$.

Кроме описанных внутрирудных трещин, в период рудообразования имела место активизация и некоторых дорудных нарушений, в частности крутопадающих субширотных, близмеридиональных и северо-западных систем. Так, в одной из очистных выработок по жиле Николаевской-2 небольшой участок жилы опущен вниз на 50 см по двум крутопадающим нарушениям северо-западного простирания (см. рис. 21, Д). Эти нарушения, в свою очередь, смещены пологопадающими трещинами, проходящими по контактам основной жилы. Пологопадающие нарушения вместе с белым кварцем, выполняющим трещину, пересекаются прожилками темно-серого кварца с арсенопиритом. Следовательно, смещение жилы крутопадающими нарушениями имело место до формирования кварцево-арсенопиритовой ассоциации, но после отложения основной массы выполняющего трещину кварца. Взаимоотношения аналогичного характера устанавливаются и между другими дорудными нарушениями и рудными телами.

Данные, касающиеся геохимической «продуктивности» дорудных и ранних внутрирудных систем нарушений (табл. 21) в совокупности с другими геологическими материалами и с учетом результатов анализа мономинеральных фракций из соответствующих нарушений, как это было сделано нами для поздних внутрирудных трещин (рис. 23), помогут в дальнейшем разработать методику интерпретации различных трещинных систем при анализе структур рудных полей [Шубин, 1970].

Содержание элементов (по Л. В. Таусону и Н. А. Китаеву)

Нарушения		Au	Ag	As
Ориентировка	Тип			
Северо-восточные	Дорудные	0,0103	0,126	0,238
	Ранние внутрирудные	0,0111	0,061	0,190
Северо-западные	Дорудные	0,0588	0,213	0,057
	Ранние внутрирудные	0,2455	0,212	0,902
Меридиональные	Дорудные	0,0409	0,034	0,253
	Ранние внутрирудные	0,0018	0,048	0,079
Широтные	Ранние внутрирудные	0,0069	0,012	0,087

Примечание. Приводимые здесь и в дальнейшем материалы, где будут ссылки

Во вторую группу (поздние внутрирудные) включены трещины, время возникновения которых совпало с завершением формирования продуктивных на золото минеральных ассоциаций. В этих нарушениях имела место преимущественно карбонатная минерализация низкотемпературного ряда, завершающая рудный процесс. Более того, как показали результаты геохимических исследований мономинеральных фракций из описываемых нарушений (см. рис. 23), в последних отсутствуют элементы, характерные для продуктивных ассоциаций. Судя по пространственному положению, большинство поздних внутрирудных трещин восточного фланга рудного поля формировалось как система оперения крутопадающих

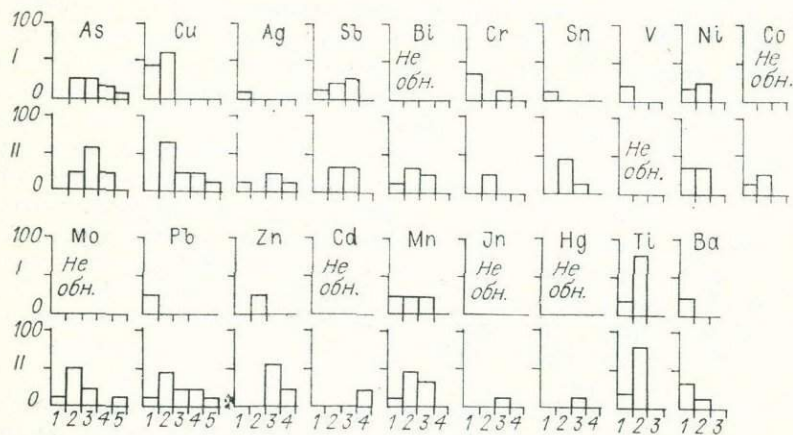


Рис. 23. Гистограммы распределения микроэлементов в тяжелых фракциях поздних внутрирудных нарушений (I) и в рудах (II). Содержания, %: 1 — <0,001; 2 — 0,001—0,01; 3 — 0,01—0,1; 4 — 0,1—1,0; 5 — > 1,0. По вертикали — встречаемость, %.

в тектонических нарушениях, %

W	Mo	Cu	Zn	Pb	Li	Hg
0,009	0,005	0,055	0,085	0,018	0,053	0,184
0,004	0,002	0,013	0,038	0,017	0,037	0,169
0,009	0,003	0,029	0,081	0,017	0,066	0,569
0,003	0,008	0,024	0,083	0,027	0,036	0,215
0,007	0,001	0,017	0,063	0,015	0,038	0,152
0,008	0,002	0,025	0,143	0,018	0,306	0,281
0,003	0,0004	0,005	0,018	0,004	0,009	0,60

на Л. В. Таусона и Н. А. Китаева, были любезно предоставлены нам в 1973 г.

дизъюнктивов близмеридионального и северо-восточного простираний при сбросовых подвижках по последним (см. рис. 21, E).

Послерудная тектоника выразилась в развитии систем трещин, которые не несут гидротермальных проявлений и отчетливо смещают кварцево-золото-сульфидные рудные тела. Анализируя характер и степень смещений по поздним внутрирудным нарушениям, можно заключить, что со времени их формирования особенно отчетливо стали проявляться блоковые перемещения, которые продолжались и в послерудное время. Эти движения осуществлялись не только по вновь возникающим нарушениям, но и по ранним системам трещин, что в итоге привело к оформлению крупных тектонических зон и сопряженной с ними мелкой послерудной трещиноватости сколового харак-

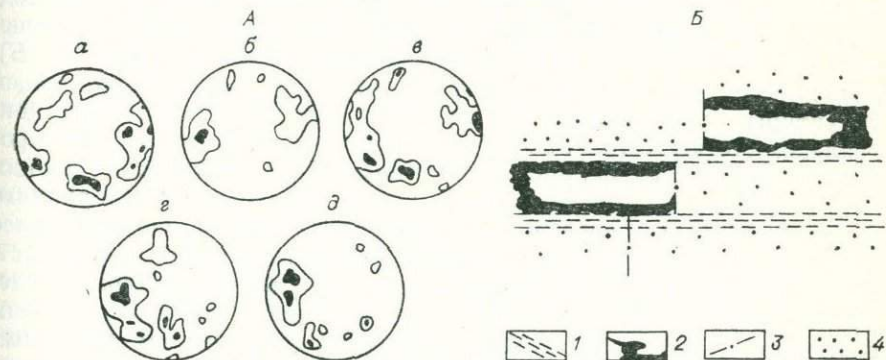


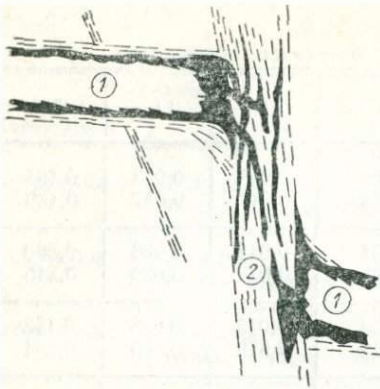
Рис. 24. Послерудная трещиноватость Любавинского рудного поля.

A — диаграммы послерудной трещиноватости; изолинии проведены через точки с содержанием 3 и 7%, (а + б) — восточный фланг рудного поля (867 замеров), (в + г) — центральная часть рудного поля (1120 замеров), в — западный фланг рудного поля (116 замеров). Б — послерудные подвижки (1) вдоль контакта кварцевой жилы (2); 3 — прожилки кальцита; 4 — вмещающие породы.

Количественная роль дизъюнктивных нарушений на различных участках Любавицкого рудного поля, %

Тип нарушений	Восточный фланг	Центральная часть	Западный фланг
Дорудные	72,6	66,9	29,2
Внутрирудные	9,5	18,5	45,2
Послерудные	17,9	20,6	25,6

← Рис. 25. Ложное смещение кварцевой жилы (1) при взаимоотношении с тектоническим нарушением (2).



тера (рис. 24, А). Послерудные смещения по этим системам трещин имели сбросо-сдвиговую природу. Сдвиговая амплитуда составляла 4—5 м, сбросовая 33—50 м при общей амплитуде перемещения 37—51 м в направлении на СЗ 345° или ЮВ 140° .

В трещинах послерудного этапа отсутствует какая-либо минерализация, они часто смещают кварцевые жилы, причем обычно для крутопадающих сместителей (свыше 45°) характерно перемещение всякого крыла в сторону падения жилы, а для пологопадающих (менее 45°) — в сторону, обратную падению жилы. Частные отклонения от этой закономерности зарегистрированы для жил, залегающих в магматических телах и реже в песчаниках.

При практическом использовании данной закономерности следует различать, является ли данный сместитель дорудным или послерудным. При дорудном нарушении и сопряженной с ним кварцевой жиле можно наблюдать ложное смещение, и тогда поиски следует вести в сторону тупого угла, образованного жилой с дорудным нарушением (рис. 25). В ряде случаев встречаются послерудные подвижки вдоль контактов кварцевых жил, фиксирующиеся по смещению пересекающих жилу карбонатных прожилков (см. рис. 24, В). Мы считаем необходимым отметить, что при рассмотрении общей структуры рудного поля (см. рис. 5) и погоризонтных планов центральной его части (рис. 26) обращает на себя внимание степень проявления различных систем трещин (табл. 22) с отчетливыми закономерностями их взаимоотношения. Так, на восточном фланге рудного поля относительное преобладание имеют дорудные нарушения, далее к западу увеличивается роль внутрирудных и, наконец, непосредственно на западном фланге рудного поля резко возрастает роль послерудных нарушений. Это обстоятельство вызвано последовательным развитием и различной интенсивностью проявления тех или иных систем трещин в зоне повышенной трещиноватости при ее развитии с востока на запад [Шубин, 1970]. Здесь также следует учитывать различную глубину заложения разлома Северного на соответствующих участках рудного поля, которая уменьшается с востока на запад. Наконец, на развитие послерудной тектоники определенное

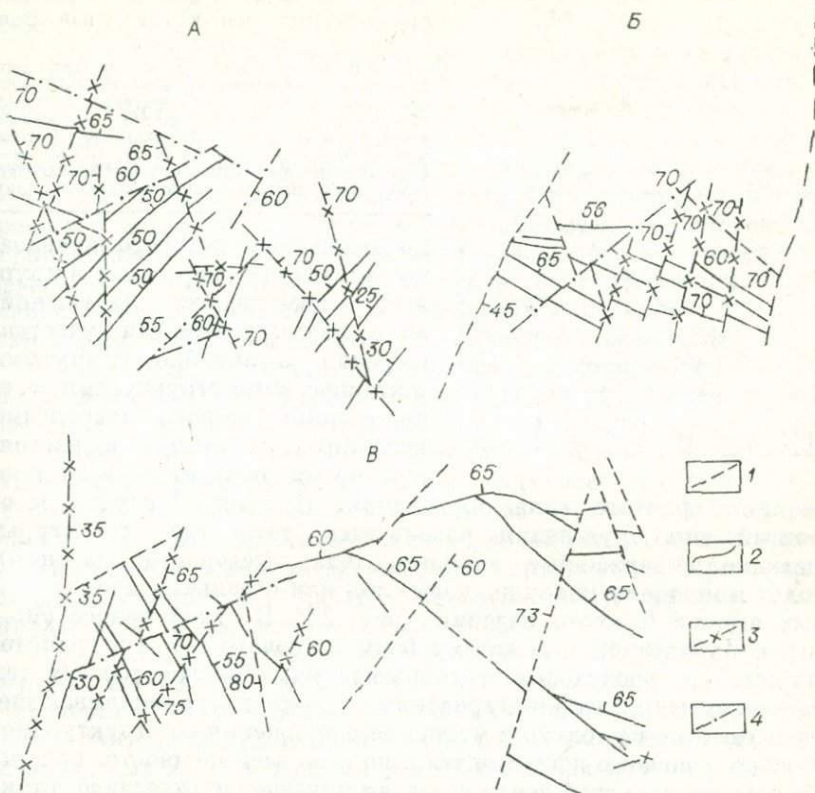


Рис. 26. Схематический план основных разрывных структур центральной части Любавинского рудного поля.

1 — дорудные тектонические нарушения, 2 — кварцевые жилы, 3, 4 — внутрирудные (3) и послерудные (4) тектонические нарушения.

Жилы участков Любавинского (А), Геологического (Б) и Евграфовского (В).

влияние оказало формирование нижнемеловой Алтано-Кыра-Бырдцинской депрессии, чем и объясняется уменьшение роли послерудных нарушений в восточном направлении, т. е. по мере удаления от борта депрессии.

Изложенный выше фактический материал показывает, что структура рудного поля формировалась в три этапа, отличающихся различным планом деформаций и, как следствие этого, неодинаковым характером перемещений по основным трещинным структурам. Период, предшествующий рудообразованию, характеризовался проявлением главным образом взбросовых и взбрососдвиговых перемещений. В период рудообразования ведущая роль принадлежала сдвиговым и сбрососдвиговым перемещениям, а в послерудное время подвижки были в основном сбросовыми.

Исследования, проведенные за последние годы, позволили кроме жильного выделить своеобразный тип штокверкового оруденения,

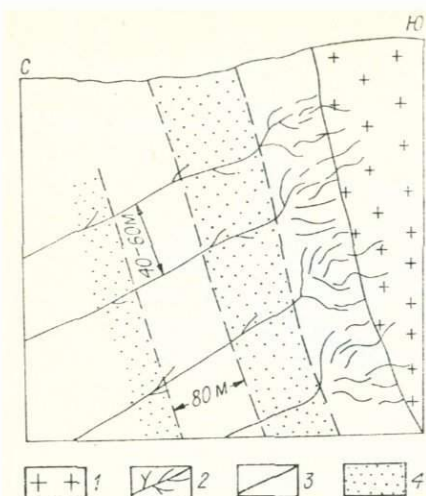


Рис. 27. Принципиальная схема формирования штокверка и расположения продуктивных зон в свите кварцево-жильных тел.

1 — область развития магматических тел, 2 — область развития штокверка, 3 — кварцево-жильные тела, 4 — продуктивные зоны, объединяющие рудные столбы кварцевых жил; 80 м — «шаг продуктивности» (интервал «безрудного» участка жил), 40—60 м — «структурный шаг» (интервал между структурами, вмещающими кварцево-жильные тела).

происхождение которого не связано ни с местами пересечения крупных тектонических нарушений, ни с надынтрузивными участками, ни с линейно-вытянутыми тектоническими структурами, т. е. не с теми широко известными явлениями, которыми в настоящее время объясняют возникновение штокверкового типа оруденения. В нашем случае штокверковый тип оруденения развивается там, где структуры, вмещающие выдержанные жильные тела (северного падения), подходят к мощному поясу дайковых тел или отдельных апофиз гранитных штоков (южного падения) (рис. 27). В узкой полосе (40—130 м), приуроченной к лежащему боку дайкового пояса и гранитоидных штоков, происходит своеобразное разветвление рудных тел на маломощные разноориентированные прожилки, пронизывающие отмеченную зону не только в местах ее сопряжения со структурами, вмещающими мощные жильные тела, но и по всей мощности, простираясь и восстанию этой зоны, создавая оруденение отчетливо штокверкового типа. Эта зона повышенной трещиноватости была сингенетична еще периоду становления магматических тел и оказалась благоприятной для разветвления жильного кварца и образования штокверка. Подобный тип оруденения вполне можно назвать «штокверком экранизации», который четко сопровождает по простирацию и восстанию отдельные фрагменты гранитоидных штоков и дайкового пояса в их лежащем боку.

Анализ ориентировки сульфидно-кварцевых прожилков в наиболее разведанных участках штокверковой зоны позволяет выделить две господствующие сопряженные системы: северо-восточного простираения с углами падения от 10 до 60° на северо-запад и северо-западного простираения с падением на северо-восток под углом 40—80°. Относительно реже встречаются также сопряженные рудные прожилки тех же простираний, но противоположного падения под различными углами и субмеридиональные прожилки с падением на запад и восток под углами 10—70°; еще реже встречаются субширотные прожилки обычно с крутым падением на юг, они отражают тенденцию крутого южного падения штокверковой зоны.

Геохимическое картирование штокверковой зоны позволило установить:

повсеместно повышенные средние содержания, % : W — $2 \cdot 10^{-3}$, As — 0,15, Sb — $1 \cdot 10^{-3}$, Bi — $1 \cdot 10^{-3}$, Ag — $1 \cdot 10^{-4}$;

повышенные содержания (в 5 раз выше среднего содержания по вмещающим породам, см. с.87) As и W отмечаются по всей мощности штокверковой зоны и позволяют фиксировать ее границы;

аномалии Ag, Bi, Sb почти полностью совпадают с участками повышенного содержания Au внутри штокверковой зоны, а максимумы содержания Ag и Au совпадают. Все это позволяет четко фиксировать участки, обогащенные золотом. Отмеченные закономерности приобретают важное значение, если учесть, что по распределению золота штокверковая зона характеризуется заметной анизотропией изменчивости оруденения в вертикальной плоскости при практически изотропной изменчивости его в горизонтальной проекции;

намечающуюся тенденцию понижения содержания Pb ($1,5 \cdot 10^{-3}$) в штокверковой зоне в сравнении со средним ($2,1 \cdot 10^{-3}$) содержанием его по исследованным профилям;

поведение W и As (см. с.87) в штокверковой зоне и кварцево-жильных телах (принимая во внимание стадийность рудного процесса) указывает на одновременное формирование собственно кварцевых жил и кварцевых прожилков штокверковой зоны. Это подтверждается как геологическим материалом при картировании горных выработок, так и одинаковым набором элементов, сопутствующих золотому оруденению, и характером их поведения.

Анализ материалов, полученных по оценке удельной плотности рудных прожилков (от 4 до 8 прожилков на 1 м против фоновой плотности в 2—3 прожилка) с учетом их опробования и материалов по геолого-структурным планам показал, что мы имеем дело с серией сближенных жил, в лежачем и всячем боках которых широко развиты различной мощности апофизы и прожилки, несущие золотое оруденение. При этом все рудные тела сопровождаются интенсивной вкрапленностью золотосодержащих сульфидов, которая, учитывая сближенный характер жил и прожилков, фактически имеет площадное распространение. Наконец, в связи со столбовым характером распределения золота (см. ниже) отрабатываются только рудные столбы, тогда как за пределами этих отработок остается большая часть рудных тел, имеющих определенный процент содержания золота.

Нет сомнений, что пришло время переоценки перспектив оруденения с позиций единого штокверково-жильного типа.

Минеральные ассоциации

По составу, пространственному положению, характеру взаимоотношений и околорудных изменений в рудном поле можно выделить следующие минеральные ассоциации: арсенопирит-пиритовую; кварцевую с включениями альбита, анортклаза, вольфрамита и шеллита; кварцево-сульфидную; кварцево-турмалиновую; кварцево-флогопитовую; карбонатно-золото-сульфидную; халцедоновидно-кварцево-пиритовую; кварцево-карбонатную.

Результаты спектрального анализа мономинеральных фракций до продуктивных ассоциаций

Элемент	Кварц					Арсенопирит			Пирит			Молибденит			Турмалин		Флогопит	
	2	3	4	5		1	3		1	3	3	3	3	4	5	Р		
Be	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	Следы	—	—	—	—	—	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,01	—	0,004	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,1	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
W	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	0,003	—	0,003	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Au	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
As	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Количе- ство проб	27	49	4	4	27	29	17	13	6	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Примечания: 1. Ассоциация: 1 — арсенопирит-пиритовая, 2 — кварцевая, 3 — кварцево-сульфидная, 4 — кварцево-турмалиновая, 5 — кварцево-флогопитовая, P — флогопитовые роговики. 2. Здесь и в табл. 30 и 32 анализы выполнены в Томском политехническом институте.

Арсенопирит-пиритовая ассоциация представлена арсенопиритом, реже пиритом (рис. 28), которые проявляются в виде спорадически рассеянной вкрапленности в полости дорудных нарушений и во вмещающих породах вдоль этих нарушений, а также в обломках, сцементированных поздним жильным кварцем. Нередко в горных выработках можно видеть проявление арсенопиритовой минерализации в зонах повышенной трещиноватости вообще без каких-либо следов присутствия жильного кварца. Общие элементы для минералов этой ассоциации — Au, Zn, Ti, Mn (табл. 23).

Как показали пробирный и дити-зоновый анализы кристаллов арсенопирита с предварительной обработкой приповерхностного слоя, в котором могли возникать ультрамелкие эпигенетические вкрапления золота [Петровская, 1973], он золотосен. Это позволяет думать о сингенетичности арсенопирита и золота, которые, очевидно, в виде субмикроскопических включений располагались внутри кристаллов арсенопирита. Сингенетичность «ультрамелкого золота и вмещающих его сульфидов, — как указывает Н. В. Петровская [1973, с. 268], — не вызывает сомнений; это первая генерация самородного золота, участвующая в ранних парагенезисах пирита и арсенопирита». Подобную картину наблюдали Л. К. Колемаи [1957] и А. Б. Эдвардс для месторождения Бон-Аккорд. Наконец, Л. А. Кларк со всей очевидностью показал, что при высокой температуре (см. далее) в арсенопирите может быть растворено достаточно золота в такой концентрации, которая позволяет говорить о его золотосенности. О том, что золото могло отлагаться в данный период развития гидротермальных процессов, есть сведения у Н. В. Петровской [1973], Э. П. Изоха, В. В. Русс и Г. Н. Ноговской [1967].

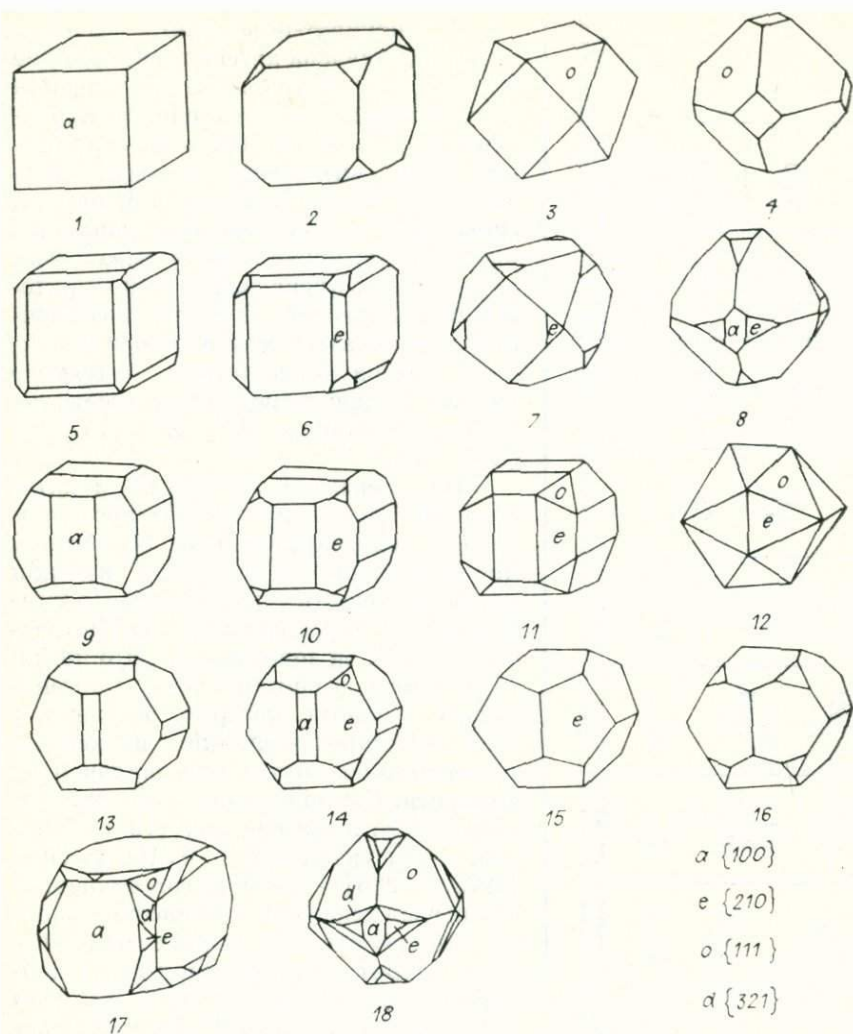


Рис. 28. Морфологические типы кристаллов пирита по минеральным ассоциациям.

Для пирит-арсенипиритовой ассоциации характерны 1, 5, 13 и 15-й типы, для кварцево-сульфидной — 1, 2, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17-й, для золото-сульфидной — 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 12, 13, 14, 16, 17-й, для халцедонино-кварцевой — 18-й тип. Жирным шрифтом выделены типы, свойственные только данным ассоциациям.

Кварцевая с вкраплениями альбита, анортклаза, вольфрамита и шеелита ассоциация характеризуется образованием как крупных жил, так и целого ряда мелких прожилков. В крупных жилах наблюдаются обломки вмещающих пород, минерализованные ранними пиритом и арсенипиритом, который в ряде случаев образует вкрапленные ксенокристаллы (рис. 29). Кварц разбит многочисленными трещинами, выполненными более поздними минеральными ассоциациями. На основании микроскопического изучения можно выделить

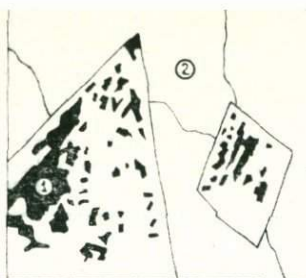


Рис. 29. Скелетные формы арсенирита (1) в кварце (2). Ув. 65.

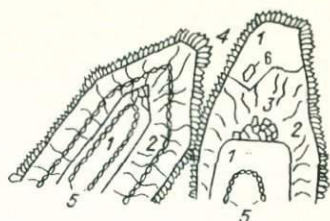


Рис. 30. Зональные кристаллы кварца.

1—3 — зоны прямого (1), перистого (2), мелко-блокового (3) погасания; 4 — гребенчатый кварц; 5 — газопо-жидкие включения; 6 — захваченный кристалл кварца. Ув. 24.

ряд генетических [Петровская, 1956] групп структур жильного кварца (табл. 24). Крупные кристаллы его нередко имеют отчетливо зональное строение (рис. 30). Анализ водных вытяжек из образцов кварца (табл. 25) показывает преобладание в их составе калия над натрием, кальция над магнием (табл. 26). Состав элементов - примесей приведен в табл. 23. Температура декрепитации 291° ($315-230^{\circ}$, рис. 31); у зональных друзовых кристаллов температура изменяется от 100 до 300° (в среднем 231°), хотя максимальное число импульсов приходится на интервал температур $230-300^{\circ}$. Эти обстоятельства могут указывать на то, что рост кристаллов неоднократно возобновлялся на протяжении рудного процесса; внешние зоны таких кристаллов захватывали при своем росте иголки менегинита, одного из самых поздних рудных минералов.

Формирование кварца описываемой ассоциации сопровождалось выделением анортклаза, альбита и незначительных количеств шеелита и вольфрамита. На возможность выделения вольфрамита в ассоциации с кварцем в начальный период рудного процесса указывают также Э. П. Идох, В. В. Русс и Г. Н. Ноговская для золоторудных проявлений Северного Сихотэ-Алиня [1967].

Таблица 24

Генетические группы структур жильного кварца

Морфологические типы	Морфологические виды
Первичные кристаллизационные Вторичные катаклаза	Не выделены
перекристаллизации	Обломочного угасания: как результат внутризерновой деформации изгиба; сложнополосчатой деформации; изометрично-блоковый; лоскутно-мозаичный; брусовидно- или зубчато-блоковый Грануляции

Состав водных вытяжек из кварцев различных минеральных ассоциаций

Ассоциация	рН	Анионы				Катионы				Сумма, мг/экв	
		NO ₃	SO ₄	HCO ₃	Cl	Mg	Ca	Na	K	анио- нов	катио- нов
1	7,8	15	—	47,6	28,9	—	26,6	48	24,5	1,90	2,10
		0,26		0,8	0,8		1,3	0,2	0,6		
	7,65	10	—	72,0	27,2	4,9	25,1	4,8	25,1	2,20	2,40
		0,17		1,2	0,8	0,4	1,2	0,2	0,6		
2	8,0	—	4	96,4	17,1	2,4	15	16,5	29,0	2,12	2,35
			0,08	1,6	0,44	0,2	0,75	0,7	0,7		
	7,85	—	4	98	18,1	3	26	16,5	20	2,18	2,30
		0,08	1,6	0,5	0,3	0,8	0,7	0,5			
3	7,35	2	64	122,8	14,1	1,3	27	3,5	20	2,60	2,10
		0,03	0,13	2	0,4	0,6	1,35	0,15	0,5		
	7,2	5	57	116	10,7	6,6	21	3,5	27	2,40	2,35
		0,09	0,11	1,9	0,3	0,55	1,05	0,15	0,6		
4	6,6	—	51	216	5,1	2,6	52	13,5	18,5	3,75	3,80
			0,10	3,5	0,15	0,2	2,6	0,55	0,45		
	6,7	—	132	247	3,2	—	70	15	28	4,37	4,80
		0,27	4	0,10	—	3,5	0,6	0,7			
5	7,0	10	—	120,8	14,9	3,5	25	13,9	29	2,57	2,85
		0,17		2	0,4	0,3	1,25	0,6	0,7		
	7,1	7,5	—	108,6	12,7	3,2	21	13,0	27	2,32	2,55
		0,12		1,8	0,4	0,3	1,05	0,5	0,7		

Примечания: 1. В числителе — в мг/л на 100 г вещества, в знаменателе — мг/экв. 2. 1 — кварцевая, 2 — кварцево-сульфидная, 3 — кварцево-турмалиновая, 4 — кварцево-карбонатная ассоциации, 5 — крупнокристаллический зональный кварц.

Кварцево-сульфидная ассоциация приурочивается к внутрирудным нарушениям, слагая: отдельные «полосы» и мелкие прожилки серого кварца совместно с арсенопиритом и пиритом в молочнок-белом крупнокристаллическом кварце основных жил восточного фланга рудного поля, придавая им отчетливое полосчатое строение; самостоятельные маломощные жилы серовато-белого кварца совместно с арсенопиритом, пиритом, реже молибденитом (жилы Секущие центральной части рудного поля), отчетливо рассекая и смещая жилы раннего кварца.

Кварц описываемой ассоциации отличается от раннего соотношениями анионов и катионов в составе водных вытяжек (см. табл. 25 и 26); более низкой (219°) температурой декрепитации (см. рис. 31); отсутствием Sb, W, присутствием Zr и Ba (см. табл. 23).

Соотношение основных анионов и катионов в составе включений растворов в кварцах

K/Na	Ca/Mg	$\frac{Na+K}{Ca+Mg}$	Cl/HCO ₃	Ассоциация
3,0	6,6	10,6	0,8	Кварцевая
0,9	2,8	1,2	0,3	Кварцево-сульфидная
3,0	2,1	0,4	0,2	Кварцево-турмалиновая
1,0	28,4	0,3	0,03	Кварцево-карбонатная
1,4	3,7	0,8	0,2	Крупнокристаллический зональный кварц

Пирит нередко образует как мономинеральные, так и кварцево-пиритовые, пирит-арсенопиритовые прожилки, аллотриоморфно-зернистые мономинеральные агрегаты неправильной формы и отдельные кристаллы (см. рис. 28). Частота встречаемости морфологических типов приведена в табл. 27. Степень устойчивости формы гексаэдра у описываемого минерала в сравнении с более ранним пиритом (табл. 28) понижается с 83 до 61,4% с заметным возрастанием роли пентагондодекаэдра (с 17 до 35,6%) и появлением октаэдра. Отмечается отсутствие Au и появление Sb, Sn, Ag, Bi, Pb (см. табл. 23).

Арсенопирит, ассоциирующий с кварцем, слагает прожилки и неправильной формы скопления мелких псевдобипирамидальных кристаллов внутри ранних кварцевых жил. Можно встретить и самостоятельные кварцево-арсенопиритовые и пирит-арсенопиритовые прожилки небольшой мощности, которые нередко приурочиваются к

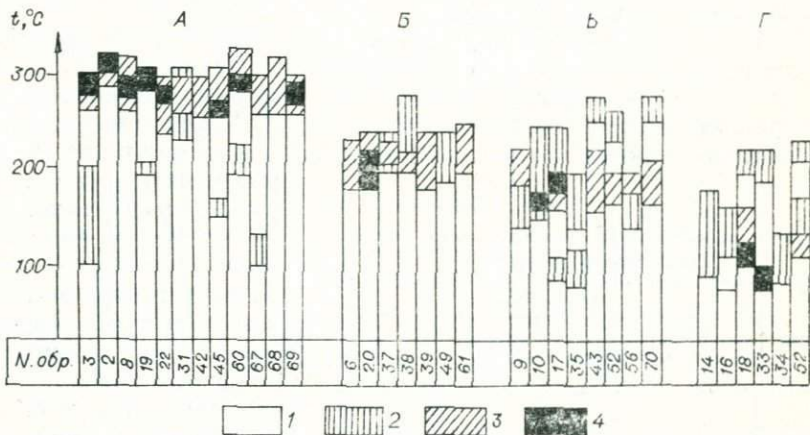


Рис. 31. Температура декрепитации кварца.

А — кварцевая, Б — кварцево-сульфидная, В — кварцево-турмалиновая, Г — кварцево-карбонатная ассоциации. Интенсивность растрескивания: 1 — менее 5 импульсов, 2 — от 5 до 10, 3 — от 10 до 15, 4 — свыше 15 импульсов.

Частота встречаемости морфологических типов форм пирита по ассоциациям, %

Ассоциация, содержащая пирит	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
Пирит-арсенопиритовая	54	—	—	—	32	—	—	—	—	—	—	—	10	—	4	—	—	—	
Кварцево-сульфидная	10	25	—	—	9	5	4	—	—	5	10	5	6	7	8	7	4	—	
Золото-сульфидная	14	15	10	3	9	5	3	3	3	—	—	5	5	8	—	7	7	—	
Кварцево-карбонатная	14	15	—	—	12	12	—	—	—	—	—	—	7	9	14	17	—	—	
Халцедоновидно-кварцевопиритовая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3

Примечание. 1, 2, ..., 18 — см. подпись к рис. 28.

косо секущим кварцевую жилу трещинкам (см. рис. 21), подчеркивая тем самым наличие деформационного перерыва перед отложением минералов данной ассоциации, среди которых арсенопирит имеет самое раннее время выделения. От арсенопирита, описанного выше, он отличается отсутствием Au, Cu, Co, присутствием Ag, Ba (см. табл. 23).

Молибденит встречается сравнительно редко в некоторых жилах центральной части рудного поля и в большинстве случаев пространственно отделяется от ассоциации других сульфидов, а если и встречается совместно с ними, то отчетливо сетчат и замещает арсенопирит и пирит. Чаще он приурочен к зальбандам кварцевых жил, местами выполняет секреционные образования. Состав элементов-примесей молибденита приведен в табл. 23.

Кварцево-турмалиновая ассоциация, пространственно проявляющаяся преимущественно на восточном фланге рудного поля, слагает прожилки, секущие кварцевые жилы с их кварцево-арсенопиритовой минерализацией под углом 60—80° (см. рис. 21). Турмалин представлен обычно мелкими (до 2—3 мм) игольчатыми кристаллами и относится к шерлу (табл. 29).

Таблица 28

Степень устойчивости простых форм пирита по ассоциациям, %

Форма	Ассоциация			
	пирит-арсенопиритовая	кварцево-сульфидная	золото-сульфидная	кварцево-карбонатная
100	83	61,4	51,6	49
111	—	3,0	24,1	2,0
210	17	35,6	24,1	49
321	—	—	0,2	—

Кварц, как правило, мелкозернистый и выполняет промежутки между кристаллами турмалина, как бы цементируя последний. Температура декрепитации данного кварца 180° (140—180°, см. рис. 31). В отличие от кварцев других ассоциаций он имеет в своем составе примесь висмута (см. табл. 23) и харак-

Оптические свойства и состав нерудных минералов

Минерал	Ассоциация	Ng(N ₀)	Nm(N _e)	N _g -N _m · -(N ₀ -N _e)	Состав		
					Формула	%	
Шерл	Кварцево-турмалиновая	1,671	1,639	0,032	Na(Fe, Mn) ₃	90	
					NaMg ₃	10	
Флогопит	Кварцево-флогопитовая	1,565	N _p 1,534	0,031	Ленидомелан	8	
					Оксиленидомелан	3	
Фенгит	Околорудные изменения золото-сульфидной	1,586	1,584	0,002	MgAl ₄	80	
					Al ₂ Al ₄	12	
					Fe ₂ Al ₄	8	
Карбонаты ряда кальцит—родохрозит	Золото-сульфидная	1,652	—	—	MgCO ₃	5	
		1,662					
	ряда доломит—ферродоломит	Золото-сульфидная	1,701—	—	—	CaFe(CO ₃) ₂	25
			—1,705				
ряда доломит—ферродоломит	Кварцево-флогопитовая	1,696	—	—	CaFe(CO ₃) ₂	17	
Хлориты ряда пеннин—клинохлор	Околорудные изменения кварцево-турмалиновой	—	1,587— —1,595	0,003	2(H ₄ Fe ₃ Si ₂ O ₉)	9	
					3(H ₄ Fe ₂ Al ₂ SiO ₉)	9	
					2(HuMg ₃ Si ₂ O ₉)	40	
					3(H ₄ Mg ₂ Al ₂ SiO ₉)	42	
	ряда грохаунит—Mg прохлорит	Околорудные изменения кварцевой	—	1,591— —1,604	0,010	2(H ₄ Fe ₃ Si ₂ O ₉)	4
						3(H ₄ Fe ₂ Al ₂ SiO ₉)	13
						2(H ₄ Mg ₃ Si ₂ O ₉)	23
						3(H ₄ Mg ₂ Al ₂ SiO ₉)	60
	ряда Fe—прохлорит—тюрингит	Околорудные изменения кварцево-сульфидной	—	1,644— —1,651	0,004	2(H ₄ Fe ₃ Si ₂ O ₉)	14
						3(H ₄ Fe ₂ Al ₂ SiO ₉)	58
						2(H ₄ Mg ₃ Si ₂ O ₉)	6
						3(H ₄ Mg ₂ Al ₂ SiO ₉)	22
ряда пеннин—клинохлор	Золото-сульфидная	—	1,585	0,004	2(H ₄ Fe ₃ Si ₂ O ₉)	8	
					3(H ₄ Fe ₂ SiO ₉)	7	
					2(H ₄ Mg ₃ Si ₂ O ₉)	45	
					3(H ₄ Mg ₂ Al ₂ SiO ₉)	40	

Примечание. Состав минералов определялся по [Винчелл А., Винчелл Г., 1953; Ларсен, 1975; Трегер, 1968].

теризуется значительным преобладанием в вытяжках (см. табл. 25) калия над натрием и $\Sigma Ca + Mg$ над $\Sigma Na + K$, минимальным отношением кальция и магния (см. табл. 26). Около кварцево-турмалиновых прожилков во вмещающих породах отмечается появление тонких оторочек хлорита, ряда пеннин—клинохлор (см. табл. 29).

Кварцево-флогопитовая ассоциация, также проявляющаяся на восточном фланге рудного поля, представлена кварцево-флогопитовыми, мономинеральными флогопитовыми и флогопит-карбонатными прожилками, развивающимися обычно за пределами ореола контактово-метаморфических (роговики) изменений от воздействия Хамаро-Тыринского массива, располагающегося в восточной части рудного поля, или непосредственно в них, а в отдельных случаях прожилки кварцево-флогопитового состава пересекают и кварцевые жилы.

По периферии кварцево-флогопитовых прожилков роговики осветлены и обеднены флогопитом, что позволяет сделать вывод о возможном «переотложении» (с заметным укрупнением) флогопита вмещающих пород в форме прожилков. Сопоставление состава флогопитов из прожилков и вмещающих пород показывает очень слабое увеличение содержания магния и уменьшение количества железа в составе переотложенного флогопита (см. табл. 29). Содержание же элементов-примесей (см. табл. 23) имеет заметное отличие. Кварц, ассоциирующий с флогопитом, резко ксеноморфен к нему. Температура декрепитации кварца 180° (см. рис. 31). Карбонат, встречающийся с флогопитом, относится к ряду доломит — ферродоломит (см. табл. 29) и имеет два отчетливых эндотермических эффекта: $670-730^{\circ}$ и $800-880^{\circ}$.

Кварц-флогопитовые и флогопит-карбонатные прожилки пересекают образования кварцево-сульфидной ассоциации. Непосредственных взаимоотношений их с минералами кварцево-турмалиновой ассоциации не установлено, в то же время одинаковая температура декрепитации ($\sim 180^{\circ}$) и сходство элементов-примесей (см. табл. 23) кварцев позволяют сделать вывод о близкоодновременном образовании кварцево-флогопитовой и кварцево-турмалиновой ассоциаций.

Карбонатно-золото-сульфидная ассоциация, представленная арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротиниом, антимонитом, менегинитом, тетраэдритом, буланжеритом, джемсонитом, золотом, карбонатом и хлоритом, проявляется в виде маломощных прожилков, мелких гнезд или мономинеральных вкрапленников в кварцевых жилах и прожилках предшествующих ассоциаций (кроме кварцево-флогопитовой), выполняя в них мелкие трещинки и межзерновые пространства. Некоторые выделения сульфидов пунктирообразно группируются вдоль сколовых трещин в кварце, параллельных контактам жил, отлагаясь в мелких трещинках оперения (см. рис. 21).

Арсенопирит в этой ассоциации развит незначительно и отличается высоким содержанием сурьмы и титана (табл. 30). Его агрегаты цементируют кристаллы турмалина или обрастают зерна ассоциирующего с ним пирита. Основная масса последнего отлагалась раньше арсенопирита и сфалерита, однако выпадение его шло и позже, в период отложения основной массы сфалерита, на что указывают включения пирита правильных кристаллографических очертаний (рис. 32), располагающихся зонами внутри зерен сфалерита и как бы

Результаты спектрального анализа мономинеральных фракций продуктивной золото-карбонатно-сульфидной ассоциации, %

Элемент	Пирит (7)	Арсенопирит (5)	Сфалерит (7)	Галенит (12)	Халькопирит (3)	Менегинит (2)	Золото (2)	Антимонит (2)	Джемсонит + буланжерит (2)	Кальцит (7)	Ангерит (3)
Sr	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	1,0	0,01
Ba	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01
Ti	{0,01 0,001	0,2	Следы		0,001	Сл.	—	0,005	0,001 0,007	Сл.	0,05
V	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	0,001	Н. о.
Cr	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	0,001	0,001
Mn	{0,1 0,01	0,005	0,01	0,001	0,001	0,007	0,015	0,03	0,05 0,1	1,0	0,1
Co	{0,01 0,001	0,007	—	—	Сл.	—	—	—	Сл. 0,1	—	—
Ni	{0,01 0,001	0,004	—	—	»	0,001	0,001	—	Сл. 0,007	—	0,001
Mo	{0,01 0,001	Сл.	0,001	0,001	0,001	—	0,001	0,003	Сл. 0,001	—	—
Cu	{0,1 0,01	—	0,01 0,1	0,001	1,0	0,005	0,05	1,0	0,02 0,05	Следы	
Zn	{0,1 0,01	0,005	1,0	Сл. 0,001	0,1	0,03	0,01	0,2	0,05 0,3	—	0,04
Ag	Сл.	—	0,01 0,1	0,08 0,1	0,001	0,01	0,1	0,003	0,1 0,5	—	Сл.
Cd	—	—	0,1	0,01 0,1	—	—	—	—	—	—	—
In	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	—	—	0,001	0,001 0,01	0,001 0,01	0,003	—	—	0,001 0,01	—	Сл.
Au	Сл.	Сл.	0,1	—	—	1,0	1,0	—	—	0,001	—
Hg	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	Сл.	0,003	0,1	1,0	0,001	1,0	0,002	1,0	1,0	0,002	Сл.
As	{1,0 0,1	1,0	0,1	0,08	0,01	1,0	—	1,0	1,0	—	0,001 0,02
Sb	{1,0 0,1	0,09	0,1 0,4	0,1 0,01	0,001	1,0	—	1,0	1,0	—	—
Bi	—	—	Сл.	0,1 0,3	0,1	0,5	0,001	0,02	Сл. 0,001	—	—

Примечание. 1. В скобках дано количество проб. 2. Тире — не обнаружено.

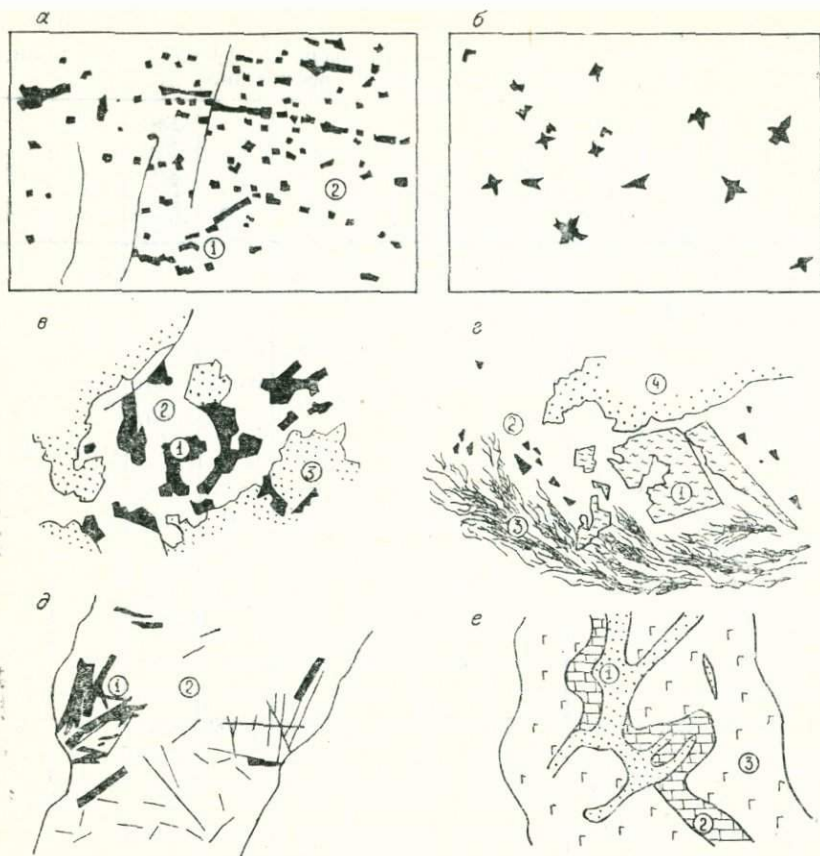


Рис. 32. Взаимоотношения минералов карбонатно-золото-сульфидной ассоциации

a — характер проявления пирита (1) в сфалерите (2), ув. 150; *б* — «звездочки» сфалерита в халькопирите, ув. 130; *в* — характер взаимоотношения галенита (1) и тетраэдрита (2), 3 — кварц, ув. 100; *г* — замещение арсенопирита (1) галенитом (2), а его — агрегатом буланжерита и джемсонита (3), 4 — кварц, ув. 40; *д* — шестоватые кристаллы менегинита (1) в кварце (2), ув. 60; *е* — прожилковатое выделение марганцевого кальцита (2) с золотом (1) в галените (3).

подчеркивающих рост его кристаллов. Это, очевидно, свидетельствует о периодическом отложении сфалерита и пирита на определенном этапе минералообразования.

Пирит характеризуется чрезвычайным богатством кристаллографических форм (см. табл. 27), причем ряд морфологических типов (см. рис. 28) встречается только у данного пирита, который имеет повышенные содержания Mo, Cu, Ni и наличие Co (см. табл. 30). По сравнению с пиритами ранних ассоциаций (см. табл. 28) степень устойчивости формы гексаэдра снижается до 51,6%, а формы октаэдра возрастает до 24,1%.

При изучении взаимоотношений сфалерита с другими сульфидами стало возможным выделить: ранний сфалерит, близкий по време-

ни образования с пиритом, и поздний, выделившийся в крайне незначительных количествах совместно с халькопиритом.

Ранний сфалерит образует среднекристаллические выделения среди кварца, галенита и других сульфидов, выполняя межзерновые пространства, реже образует прожилки. Подавляющее большинство его зерен содержит мельчайшие тельца распада твердого раствора, представленные халькопиритом, пирротинном и стanniном. Обычно эти тельца имеют овальную (халькопирит) или веретенообразную (пирротин) форму и располагаются либо внутри двойниковых индивидов, либо по спайности и двойниковым швам. В краевых частях зерен сфалерита повышены содержания телец распада, в ряде случаев последние представлены не одним, а двумя минералами (халькопирит + пирротин); при этом граница раздела халькопирит — пирротин четкая прямая или плавная кривая линия без следов замещений. Состав элементов-примесей сфалерита приведен в табл. 30.

Поздний сфалерит наблюдается только микроскопически в форме звездочек распада в халькопирите (см. рис. 32). Формы выделений весьма разнообразны: четырехлучевые звездочки, скелетные формы с «кубическим крестом осей» [Рамдор, 1962], ветвистые и лапчатые. Интересно и тот факт, что лучи большинства «звездочек» в одном зерне халькопирита ориентированы параллельно друг другу.

Принимая во внимание все сказанное выше, а также и то, что элементарные ячейки пространственных решеток сфалерита ($a_0 = 5,39$) и халькопирита ($a_0 = 5,24$) приблизительно равны при координационном числе 4 этих минералов, мы рассматриваем выделения сфалерита в халькопирите как результат распада твердого раствора. К подобным выводам пришли П. Рамдор [1962], З. Трдличка и В. Гоффман [1964].

Распределение галенита крайне неравномерное в форме спорадически рассеянных, небольшого размера (в поперечнике от 2 до 7 см) выделений, содержащих реликтовые включения ранних сульфидов. Рассматривая ассоциацию галенит — халькопирит — тетраэдрит, можно сказать, что основная масса галенита выделялась раньше. Однако на этом процесс отложения его не закончился, а продолжался вплоть до конечного момента выделения тетраэдрита, одного из поздних минералов данной ассоциации. Об этом свидетельствуют встречающиеся иногда взаимные прорастания этих двух минералов (см. рис. 32). Рассматривая ассоциацию галенита с видимым золотом, следует сказать, что оно наблюдается в заметных количествах в более поздними выделениями галенита, отвечающими времени выпадения тетраэдрита. Состав элементов-примесей в галените приведен в табл. 30. Продуктами окисления галенита являются англезит, церуссит и пироморфит. Нередко можно наблюдать зональное распределение этих минералов.

Пирротин встречается крайне редко. Ранние выделения его были встречены в виде продуктов распада (овальные и веретенообразные формы) твердого раствора в сфалерите. Основная, более поздняя, масса пирротина тесно ассоциирует с халькопиритом, часто образуя в нем выделения овальной формы. Встречаются ассоциации

этих двух минералов с молибденитом, который отчетливо сечется прожилками карбоната, содержащими халькопирит и пирротин.

Самые ранние выделения халькопирита проявляются в виде продуктов распада твердого раствора в сфалерите. Основная же его масса постоянно сопровождается прожилками карбоната совместно с пирротином, тетраэдритом, отчетливо замещая и цементируя галенит раннего времени выделения, а также молибденит, сфалерит и пирит ранних ассоциаций. Наблюдаются взаимные прорастания тетраэдрита, сфалерита и халькопирита, которые указывают на близкое время их выделения. При этом основная масса тетраэдрита выделяясь позже указанных минералов. Состав элементов-примесей в халькопирите приведен в табл. 30.

Тетраэдрит встречается довольно редко, и его форма выделений определяется характером микротрещин в кварце и сульфидах. Взаимоотношения его с последними даны нами при описании галенита и халькопирита. Продукты замещения тетраэдрита и халькопирита представлены ковеллином, халькозином и, как самыми поздними, малахитом и гетитом. Гетит в ряде случаев дает небольшие друзы кристаллов, располагающихся в пустотах кварцевых жил.

Буланжерит и джемсонит также встречаются сравнительно редко, образуя неправильной лапчатой формы аллотриоморфнозернистые агрегаты (см. рис. 32), прожилки в кварце и сульфидах, а также волосовидные призматические и шестоватые кристаллы в зернах кварца. Результаты спектральных анализов агрегатов этих минералов приведены в табл. 30.

Менегинит представлен агрегатами мелких игольчатых (до 1,5 мм) кристалликов свинцово-серой или темно-серой окраски. В секреторных образованиях кварцевых жил он слагает спутанно-волокнистые, реже радиально-лучистые (см. рис. 32) и пластинчатые агрегаты. Обычно менегинит развивается вокруг зерен галенита, реже халькопирит-сфалерит-пиритовых агрегатов. Рентгенограмма этого минерала приведена в табл. 31. Спектральные анализы (см. табл. 30) показали довольно высокое содержание висмута (0,4—0,5%) и мышьяка (0,07—1,0%). Наличие последнего в одной из проб (>1,0%) может свидетельствовать, очевидно, о том, что в некоторых случаях имеются разновидности, переходные к геокрошиту.

Антимонит встречается в рудных телах довольно редко. Крупные выделения этого минерала отмечались рудничными геологами на нижних горизонтах жил участка Геологического. Нами антимонит был встречен на втором горизонте шахты (жила Южная, западный фланг рудного поля), где он образует крупное выделение (в поперечнике более 20 см) агрегатов призматических зерен размером от 0,5 до 2,0 см, полностью заполняющих секрецию в кварцевой жиле. При этом антимонит цементирует редкие кристаллы прозрачного кварца и зерна сфалерита. Более мелкие скопления этого минерала спорадически встречаются на всех горизонтах жилы Юной. Спектральные анализы антимонита приведены в табл. 30.

Золото, ассоциирующее с минералами описываемой ассоциации, присутствует в свободном виде. При этом галенит, халькопирит и

Данные рентгенограммы менегинита

[По Михееву, 1957]		Рудник «Любовь»		[По Михееву, 1957]		Рудник «Любовь»	
I	d λ	I	d λ	I	d λ	I	d λ
6	4,093	2	4,090	6	1,928	3	1,841
8	3,728	9	3,732	10	1,914	8	1,899
2	3,619	2	3,600	4	1,842	—	—
2	3,401	4	3,453	6	1,798	—	—
10	3,258	9	3,321	4	1,774	5	1,774
6	3,053	9	3,092	6	1,741	4	1,743
10	2,919	10	2,894	8	1,716	1	1,704
8	2,748	7	2,755	—	—	2	1,675
6	2,612	3	2,660	—	—	1	1,629
—	—	2	2,455	2	1,567	1	1,583
—	—	2	2,386	6	1,539	1	1,536
4	2,381	4	2,386	6	1,497	—	—
—	—	2	2,350	6	1,481	2	1,479
4	2,285	3	2,287	2	1,466	1	1,450
6	2,235	2	2,239	6	1,443	—	—
6	2,177	4	2,181	6	1,424	1	1,419
6	2,116	3	2,151	10	1,395	1	1,387
—	—	4	2,103	6	1,359	1	1,359
10	2,067	5	2,062	6	1,346	1	1,339
8	1,965	2	1,993	8	1,326	—	—

Примечания: 1. Анализы выполнены на кафедре физической химии Томского политехнического института. 2. Тире — расчет не проводился.

тетраэдрит отчетливо замещаются золотом с образованием причудливо извилистых контактов без элементов пересечения данных минералов прожилками золота, которое нередко находится в тесном сростании с менегинитом. Наблюдается пространственная связь золота с пиритом и арсенопиритом кварцево-сульфидной ассоциации, где оно цементирует или сечет в виде прожилков сильно дробленные минералы. Часто оно проявляется в жильном кварце без какой-либо связи с сульфидами, образуя ангедральные выделения либо по трещинкам, либо в межзерновом пространстве. Местами отложение золота и сульфидов происходит не только по тектонически ослабленным зонам кварцевой жилы, но и в ее зальбандах (Колонковые и Копушные жилы), представленных сильно раздробленными и перетертыми сланцами. Все эти обстоятельства лишний раз указывают на позднее время формирования не только золота, но и всей сульфидной минерализации; кварц играет роль вмещающей среды.

Цвет золота желтый или красновато-желтый, пробность высокая, в пределах 800—920. Микрохимический анализ сборной пробы из жил 23, 24 и 26 показал содержание, %: Au — 88,82; Ag — 8,2; Cu — 0,18; Fe — 0,16; As — 0,022; Te — 0,007; Bi и Pb — следы; нерастворенного остатка — 2,56. Состав элементов-примесей приведен в табл. 30, из которой видно, что содержание Pb, Zn и Cu в различных пробах варьирует в довольно широких пределах (от 0,01 до

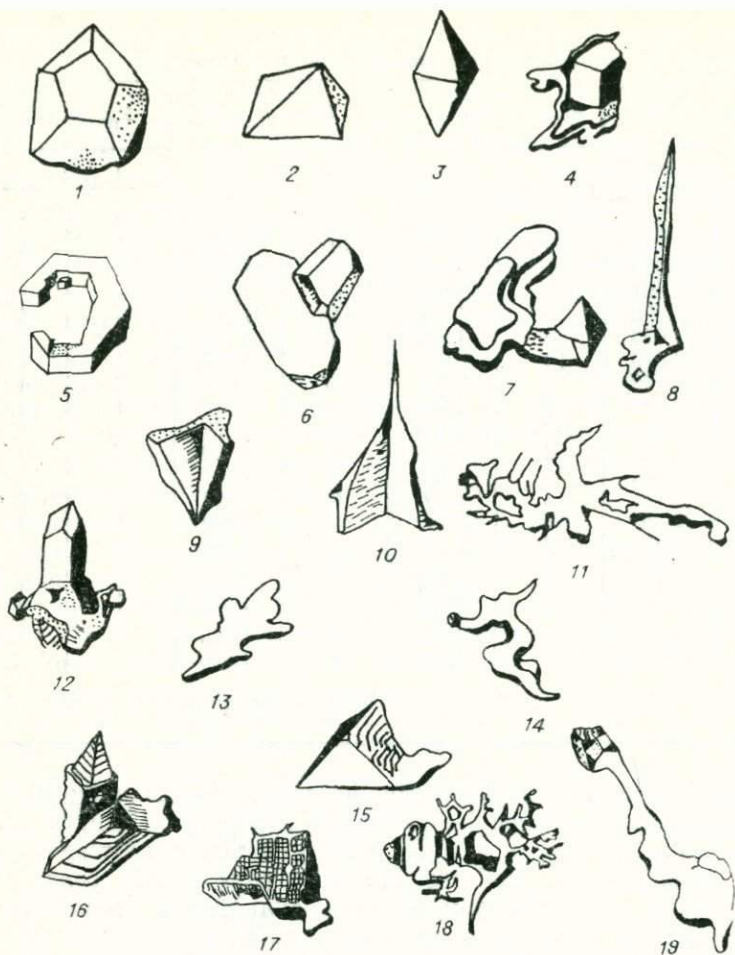


Рис. 33. Морфологические типы золотинок (пояснения в тексте).

0,5%), что, вероятно, связано со степенью обогащения золота данными элементами при замещении им соответствующих сульфидов.

Самородное золото представлено вкрапленниками различной формы и размеров (рис. 33), что в конечном счете зависит от «формы» того пространства, которое оно выполняет.

Все многообразие форм золотинок можно свести к трем морфологическим группам:

золотины, сформировавшиеся в трещинах, характеризуются, в случае приуроченности к трещинам сколовой природы, табличатым, листоватым обликом и причудливой формой очертаний (формы 13, 14 и 19, см. рис. 33), реже плохо развитыми кристаллами ромбо-додекаэдрической формы (6); в случае приуроченности к трещинам разрывной природы — грубопластинчатым, друзово-пластинчатым

Результаты спектрального анализа мономинеральных фракций послепродуктивных минеральных ассоциаций

Элемент	Кварц		Пирит		Арсенопирит	Кальцит
	7	8	7	8	8	8
Sr						0,2
Ba				Сл.		{0,01 {0,001
Zr		0,01				
Ti	Сл.	{0,1 {0,01	Сл.	0,01 0,001	0,01 0,001	Сл.
V		Сл.				
Cr		»				Сл.
Mn	Сл.	{0,1 {0,01	0,01 0,001	0,01 0,001		0,5
Ni			Следы		0,01 0,001	
Mo	Сл.					
Cu	Следы		{0,01 {0,001		Следы	
Ag		Сл.		Сл.		
Sn						{0,01 {0,001
Pb	{0,01 {0,001		Сл.			0,01 0,001
As	0,1	0,007	{ 0,1 {0,01	0,07	1,0	0,01
Sb		Сл.	{0,1 {0,01			
Кол-во проб	2	19	2	12	2	19

Примечание. Ассоциации: 7 — халцедоновидно-кварц-пиритовая, 8 — кварцево-карбонатная.

обликом (7 и 15), нередко кристаллами октаэдрической (2 и 3), кубической (4 и 12) и пентагондodeкаэдрической формы (1);

золотины, сформировавшиеся путем выполнения межзернового пространства, имеют игловидное, комковидное, нередко «створчатое» строение (8, 9 и 10);

золотины, образовавшиеся при замещении других минералов, обладают корковым, губчатым, «решетчатым» (распределение по спайности) и прожилковатым строением (5, 11, 16, 17 и 18).

В целом в рудах преобладают (60—70%) золотины груботаблитчатой, таблитчато-друзовой и комковидной формы. Широко развиты золотины размером 0,2—2 мм, составляющие около 50%; золотины

размером 0,005—0,2 мм составляют 25%; более мелкие (~0,05 мм) и более крупные (~2 мм) составляют примерно по 10%.

В кварцевых жилах можно встретить мелкие гнездообразные выделения и прожилки карбоната ряда кальцит — родохразит (см. табл. 29). Специфической особенностью данного минерала является чрезвычайно мелкозернистое строение его агрегатов, сложенных кристаллами в форме тупых ромбоэдров. Он замечает зерна арсенипирита, реже совместно с золотом — сфалерит и галенит (см. рис. 32). Как показали результаты спектрального анализа (см. табл. 30), этот минерал имеет повышенное содержание стронция и марганца (>1,0%).

Кроме описанного «марганцевистого» кальцита, в данной ассоциации широко представлен и карбонат ряда доломит — анкерит — ферродоломит (см. табл. 29), слагающий маломощные (не более 5 см) прожилки в ассоциации с халькопиритом, пирротином и другими сульфидами. Карбонатно-сульфидные прожилки отчетливо секут все ранее образовавшиеся минеральные ассоциации. В отличие от предыдущего карбоната, в этом минерале присутствуют свинец (0,01—0,001%) и мышьяк (0,1—0,01%). Совместно с этим карбонатом можно наблюдать и светло-зеленого цвета хлорит ряда пеннин — клинохлор (см. табл. 29), образующий беспорядочно расположенные чешуйки.

Халцедоновидно-кварцево-пиритовая минеральная ассоциация представлена голубовато-серым халцедоновидным кварцем, сопровождаемым мелкозернистыми агрегатами пирита. Формирование этой ассоциации началось вслед за проявлением поздних внутрирудных подвижек, завершивших образование продуктивной на золото минеральной ассоциации. Халцедоновидный кварц образует тонкие прожилки, пересекающие кварцевые жилы, или приурочивается к приконтактовым зонам; образует линзовидные или щелевидные полости, стенки которых покрыты щетковидными агрегатами светлых кристалликов кварца. Нередко на них нарастают мелкие кристаллы пирита. Возле жеод структура халцедоновидного кварца приобретает радиально-лучистое строение. Основания лучистых агрегатов сложены мелкозернистым с роговиковой структурой кварцем. Пере-

Таблица 33

Среднее содержание петрогенных элементов в рудах (по Л. В. Таусону, Н. А. Князеву), %

Жилы	Кол-во проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K	Na	K/Na	Rb	Li
Незолотоносные	4	94,82	0,46	0,82	1,78	0,12	0,4	0,30	0,0095	0,0004
Золотоносные в сланцах	6	91,44	1,90	—	4,48	0,55	0,05	11	0,022	0,0010
	11	95,12	1,86	0,24	2,22	0,6	0,06	10	0,28	0,0028
в гравитах средние	6	91,62	—	—	0,36	0,08	0,02	4	—	0,0012

ход от роговиковой структуры к радиально-лучистой связан с постепенным уменьшением пересыщенности раствора кремнеземом в ходе его кристаллизации и последующего геометрического отбора.

Пирит проявляется в виде мелкозернистых агрегатов хорошо выраженных кристалликов мельчайших размеров, тесно ассоциирующих с прожилками халцедоновидного кварца. Данный пирит характеризуется отсутствием Mo, Co, Ag, Zn (табл. 32) и чрезвычайным богатством граней простых форм (см. рис. 28).

Кварцево-карбонатная минеральная ассоциация проявляется в виде прожилков, гнезд, сложенных кальцитовым или кварцево-кальцитовым агрегатами, нередко с пустотами, выполненными хорошо образованными ромбоэдрическими кристаллами кальцита и мелкими друзами кварца. Наиболее широко кальцитовые прожилки представлены в тектонических зонах, связанных с проявлением поздних внутрирудных подвижек. Совместно с кварцем (см. рис. 31, табл. 25, 26 и 32) отлагались пирит (см. рис. 28, табл. 28 и 32) и арсенопирит (см. табл. 30), которые, как и кварц, сопровождали кальцит в незначительных количествах (см. табл. 30) как основной минерал данной ассоциации. Пржилки кварцево-карбонатного состава, часто содержащие вкрапленность пирита, пересекают выделения кварцево-сульфидной, кварцево-турмалиновой и халцедоновидно-кварцево-пиритовой ассоциаций, а также агрегаты галенита, сфалерита, марганцевистого кальцита и железистого доломита. Неоднократно отмечались случаи цементации минералами опи-

Таблица 34

Пределы изменения концентрации элементов в рудах (по Л. В. Таусону, Н. А. Китаеву), в 10^{-4} , %

Характеристика	Ag	As	Pb	Bi	Sb	Cu	Zn	W
Пределы колебания Фон	0,001—4,0 0,0005	50—10 000 20,0	10—10 000 10,0	3,0—800 0,001*	10—400 2,0*	10—10 000 20,0	10—10 000 20,0	1,0—400 2,0
Характеристика	Mo	Ni	Co	Li	Be	Mn	B	Hg
Пределы колебания Фон	1,0—800 1,0	1,0—80 40,0	1,0—80 2,0	20—300 10,0	1,0—60 30,0*	100—10 000 100,0	10—6000 100,0	0,002—60 0,001

Окончание табл. 34

Примечания: 1. Количество проб — более 7000. 2. Звездочкой помечены кларки по А. П. Виноградову.

Структуры и текстуры руд

Структура руд		Текстура руд	
Морфогенетические типы	Морфологические виды	Морфологические типы	Морфологические виды
Зернистые	Идиоморфнозернистые Аллоτριоморфно-зернистые Ориентированно-зернистые Гипидиоморфно-зернистые Пойкилитовые	Пятнистые Вкрапленные Полосчатые	Пятнистые Текстуры включений Асимметрично-полюсные «Книжные»
Коррозионные	Скелетные Реликтовые Разъедания		
Метазернистые		Друзовые	Друзово-брекчиевые Гребенчатые
Распад твердых растворов	Эмульсионные Сориентированно-эмульсионные Звездчатые Графические	Текстуры деформаций	Кольчато-кокардовые Полосчато-брекчиевые Брекчиевые Буднажновидные
Катакластические	Раздробленные Порфирокластические Пластических деформаций Ориентированно-зернистые Расщепления		

сываемой ассоциации обломков жильного кварца с вкрапленным золотом. Все это позволяет рассматривать данную минеральную ассоциацию как самый поздний продукт гидротермального процесса.

Количественное соотношение описанных выше ассоциаций неодинаково. Около 90% приходится на долю кварцевой с включениями полевого шпата, вольфрамита и шеелита ассоциации, 5—8 — на долю кварцево-сульфидной, 2—5 — на кварцево-карбонатную и лишь около 1—1,5% приходится на долю золото-сульфидной и других минеральных ассоциаций.

О химическом составе и пределах изменений концентраций элементов в рудных телах (сборный материал по различным жилам) можно получить представления из табл. 33 и 34. Так, повышенные содержания Hg обычно равномерно распределяются по всей плоскости рудного тела. Высокие концентрации Ag, Pb, Bi, Zn и Sb приурочены лишь к обогащенным золотом участкам. Высокие содержа-

ния Cu в виде единичных точек также наблюдаются вблизи обогащенных золотом участков. Повышенные содержания W, Mo, Ni, Co, Sn и частично Zn чаще всего приурочены к фланговым частям жил и изменяются в незначительных пределах.

В заключение отметим, что на основании изучения руд представляется возможным выделить определенные морфологические типы, виды текстур и структур (табл. 35), генетические особенности которых имели чрезвычайно важную роль при рассмотрении последовательности формирования минеральных ассоциаций и отдельных минералов.

Околорудные изменения

В целях получения определенной информации о физикохимических условиях рудного процесса был проведен анализ околорудных изменений, сопровождавших формирование наиболее широко проявившихся минеральных ассоциаций: кварцевой, кварцево-сульфидной, золото-сульфидной и кварцево-карбонатной.

Метасоматическая колонка измененных пород при формировании кварцевой минеральной ассоциации приведена на рис. 34. Вмещающие породы в профиле представлены биотитизированными среднезернистыми песчаниками. Выбор самого профиля осуществлялся с таким расчетом, чтобы максимально избежать влияния околорудных изменений, связанных с проявлением других минеральных ассоциаций. Расчет баланса вещества в измененных песчаниках показывает в общем вынос Na, Fe, Ca, привнос K, Mg, Mn и W при несущественном изменении содержаний B, Ba, Si и Al. В целом изменения вмещающих пород выражаются в пиритизации, серицитизации, хлоритизации и окварцевании.

Пиритизация отмечается в интервале 0—0,7 м от кварцевой жилы, причем по мере приближения к жиле содержание пирита заметно увеличивается. Хлоритизация наиболее отчетливо проявляется в интервале 0,3—0,7 м от контакта с жилой, где хлорит почти полностью замещает биотит. Серицитизация наиболее четко фиксируется в интервале 0—0,5 м, хотя частичная серицитизация отмечается во всех зонах колонки. Окварцевание наблюдается по всей колонке, но особенно отчетливо в приконтактной части. Учитывая, что содержание кремния изменяется незначительно, можно предположить, что окварцевание породы шло за счет кремнезема, освободившегося при метасоматической серицитизации полевых шпатов и хлоритизации биотита, при этом часть кремнезема мигрировала из внешней зоны (точки 178 и 182, см. рис. 34) во внутреннюю (точка 180). Заметных отличий в характере и интенсивности гидротермальных изменений песчаников в висячем боку (точка 177) по отношению к лежащему не отмечается.

Количественные соотношения новообразованных минералов в околорудном ореоле изменяются постепенно, четких границ между зонами не наблюдается. В целом комплекс околорудных изменений (окварцевание + серицитизация + хлоритизация + пирити-

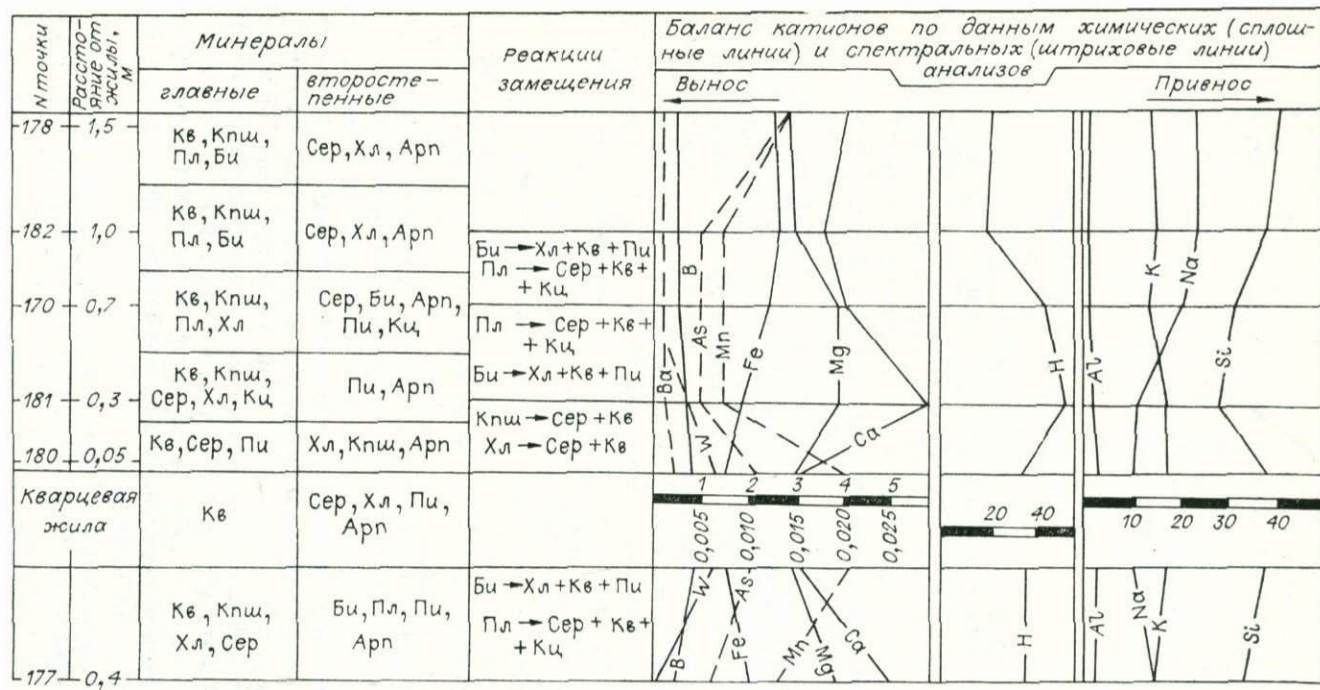


Рис. 34. Околорудные изменения при формировании кварцевой минеральной ассоциации.

Кв — кварц, Кпш — калиевый полевой шпат, Пл — плагиоклаз, Би — биотит, Сер — серицит, Кц — кальцит, Пи — пирит, Арп — арсенопирит, Ту — турмалин, Хл — хлорит.

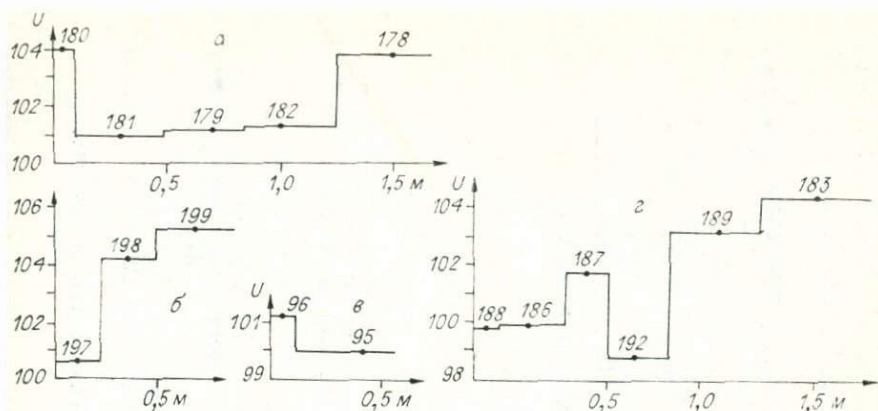


Рис. 35. Изменение внутренней энергии (U) околорудноизмененных пород при формировании минеральных ассоциаций. а — кварцевая, б — кварцево-сульфидная, в — кварцево-карбонатная, г — золото-сульфидная ассоциации.

зация) можно рассматривать как березитизацию. Расчеты внутренней энергии метасоматически измененных пород указывают, что по мере увеличения интенсивности изменений внутренняя энергия убывает (рис. 35) и только в непосредственном контакте с жилой резко возрастает. Подобный характер изменения внутренней энергии свидетельствует, что реакции метасоматического замещения сопровождались выделением тепла и только к концу околожильных изменений (приконтактовое окварцевание) носили эндотермический характер.

Метасоматическая колонка измененных пород при формировании кварцево-сульфидной минеральной ассоциации представлена на рис. 36. Профиль выбран там, где эта минерализация выходит за пределы ореола предшествующих околожильных изменений. Кайма измененных пород по периферии кварцево-сульфидных прожилков достигает мощности, в 2—5 раз превышающей мощность прожилков. В ореоле измененных пород заметную роль играют серицит, кварц и хлорит, ряда Fe-прохлорит — тюрингит (см. табл. 29), которые преимущественно развиваются в цементе песчаников. В непосредственном контакте с прожилками отмечается развитие пирита. Анализ баланса вещества показывает значительный вынос Na, Mg, Si и привнос K, Ca и H. Значительный привнос калия (244%) и водорода (159%) указывает, что ведущим типом изменений в данном случае является серицитизация с отчетливо выраженным экзотермическим характером (см. рис. 35).

Метасоматическая колонка измененных пород при формировании кварцево-карбонатной минеральной ассоциации представлена на рис. 37. Во вмещающих породах совместно с кальцитом происходит образование мелкозернистого кварца, серицита, хлорита. Баланс вещества показывает привнос Ca, Mg, H и K и вынос Na и Si при

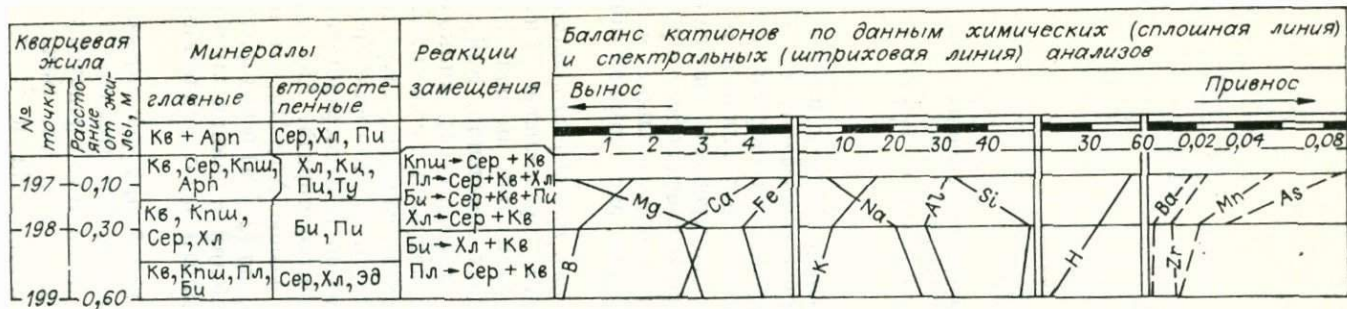


Рис. 36. Околорудные изменения при формировании кварцево-сульфидной ассоциации.
Усл. обозн. см. на рис. 34.



Рис. 37. Околорудные изменения при формировании кварцево-карбонатной минеральной ассоциации.
Усл. обозн. см. на рис. 34.

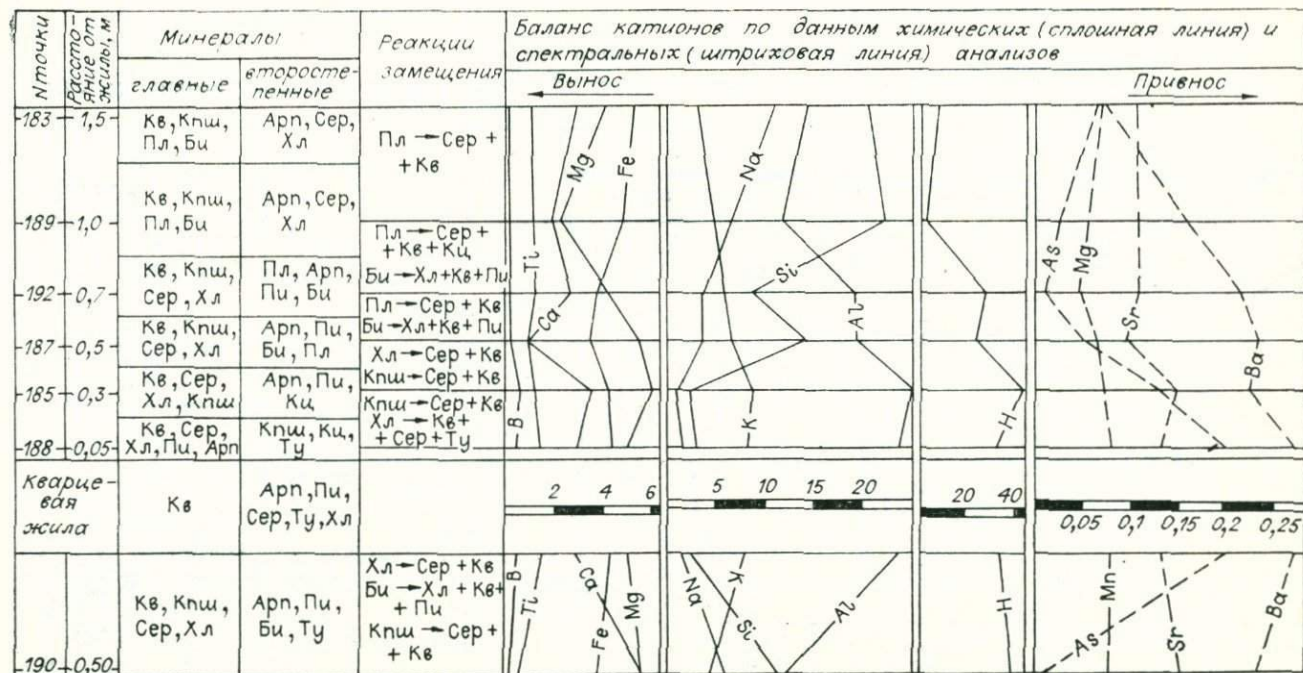


Рис. 38. Околорудные изменения песчаников при формировании золото-сульфидной минеральной ассоциации.
Усл. обозн. см. на рис. 34.

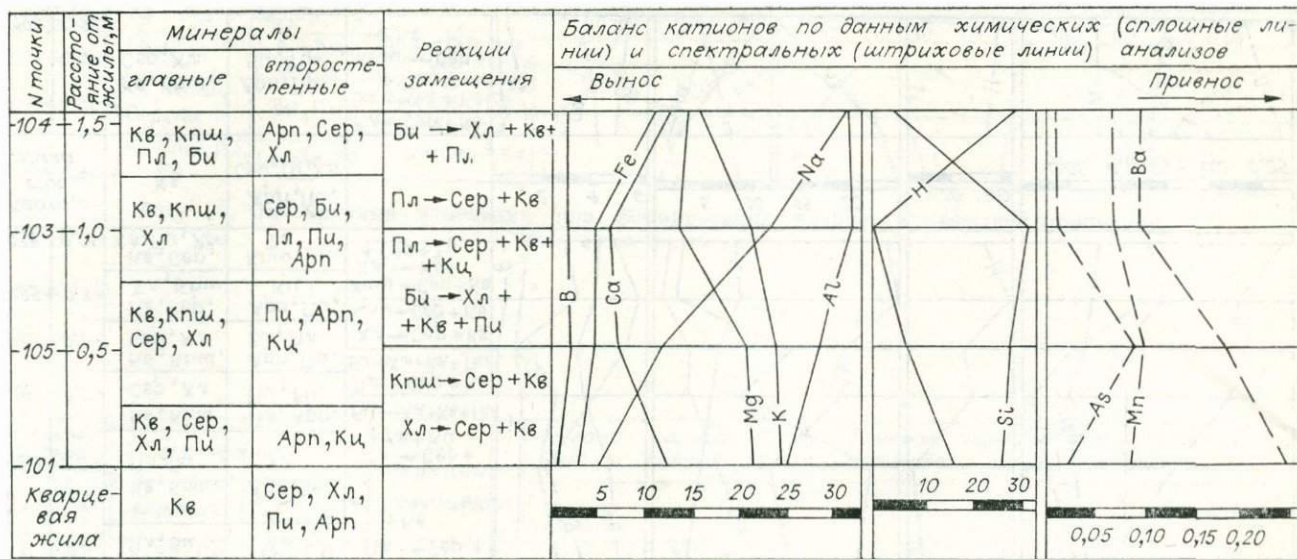


Рис. 39. Околорудные изменения сланцев при формировании золото-сульфидной минеральной ассоциации.
Усл. обозн. см. на рис. 34.

практически неизменном содержании Al и Fe. Ведущий тип изменений — карбонатизация.

Метасоматические колонки измененных пород, анализировавшиеся в участках суммарного проявления различных ассоциаций (преимущественно золото-сульфидной), представлены соответственно для песчаников на рис. 38 и сланцев на рис. 39.

Анализ околорудных изменений песчаников показывает:

в 1 м (точка 189 на рис. 38) от кварцевой жилы происходит уменьшение содержания во вмещающих породах Na, Mg, Ca и увеличение содержания K, что с учетом поведения Al, Si и H в целом подтверждает наблюдаемое развитие серицитизации;

в 70 см от жилы (точка 192) наряду с дальнейшим выносом Na отмечается снижение содержания Si и Fe и увеличение количества Al, Mg и Ca, особенно H. Все это обусловлено более интенсивным процессом серицитизации и замещением биотита хлоритом;

в 50 см от жилы (точка 187) в породе увеличивается содержание Mg и K и одновременно уменьшается Fe и Ca; порода представлена сильно серицитизированным и хлоритизированным песчаником;

в 30 см от жилы (точка 185) отмечается привнос H, Mg и Ca, обусловленный широким развитием серицита и хлорита; высокое содержание Ca связано с наложением карбонатной минерализации, а повышенное содержание Fe обусловлено резким увеличением в породе вкрапленности пирита и более позднего арсенопирита;

непосредственно в приконтактной зоне (точка 188) порода представлена кварцево-серицитовым метасоматитом с хлоритом, пиритом и арсенопиритом; в отдельных случаях обнаруживаются мелкие призматические кристаллики турмалина и гнезда кальцита; в породе происходит некоторое относительное увеличение содержания Si, Na и заметное увеличение содержания H, Mg и Ca. Метасоматические изменения в сланцах выражены менее эффективно, чем в песчаниках, и по характеру однотипы с описанными выше.

Как показывает расчет внутренней энергии, зона метасоматических изменений в породах песчанико-сланцевой толщи характеризовалась значительным уменьшением внутренней энергии (см. рис. 35). В отличие от графика околорудной березитизации здесь отсутствует максимум в приконтактной части, что связано с наложением на эту зону более поздней серицитизации, сопровождающейся уменьшением внутренней энергии. Необходимо отметить, что образование серицита можно наблюдать и непосредственно по трещинкам в дробленных участках кварцевых жил с появлением сульфидной минерализации. Этот серицит относится к фенгиту (см. табл. 29).

Метасоматические изменения около жил, секущих гранитные штоки, выразились в серицитизации, окварцевании и карбонатизации при общем осветлении пород и образовании кварцево-серицитовых и кварцево-карбонатных микропрожилков штокверкового характера. Ширина ореолов измененных пород не превышает 1,5 м. Расчет баланса вещества показал, что во вмещающие породы приносились K, Mg, Fe³⁺, частично Al и выносились Na, Ca и Fe²⁺.

Содержание элементов в ореолах кварцево-золоторудных жил (по Л. В. Таусону, Н. А. Китаеву), $n \cdot 10^{-4}$, %

Элемент	Региональный фон	Минимальное	Часто встречающееся	Максимальное
Li	10,0	30,0	30,0	300,0
B	100,0	300,0	300—500	600,0
Mn	100,0	300,0	1000—2000	Целье %
Co	2,0	4,0	8—10	20,0
Ni	10,0	20,0	20—30	40,0
Mo	1,0	3,0	3,0	60,0
W	2,0	4,0	10—20	100,0
Cu	20,0	60,0	30,0	300,0
Zn	20,0	40,0	100,0	400,0
Ag	0,005	0,03	0,05—0,010	0,5
Sn	2,0	4,0	3—4	10,0
Au	0,001	0,01	0,01—0,05	1,0
Hg	0,001	0,03	0,01—0,05	5,0
Pb	10,0	20,0	20—30	40—50
As	20,0	60,0	100—200	10 000 и более
Sb	2,0 *	0,4	30—60	60,0
Bi	0,01 *	30,0	10,0	50,0

Примечания: 1. Количество проб — более 5000. 2. Звездочкой помечены кларки по А. П. Виноградову.

В целом околорудные метасоматические процессы изменений вмещающих пород при формировании кварцево-золото-сульфидных жил выразились в березитизации с последующим наложением серицитизации, хлоритизации и карбонатизации. Интенсивность метасоматических преобразований снижается от более ранних к более поздним типам изменений, характер которых вообще мало зависел от состава вмещающих пород. Для всех типов изменений устанавливается в общем привнос К, Н, Са, Ва, частично Mg и Al; вынос Na, Si, частично Mg и Fe. Наконец, для ореолов околорудных изменений характерны следующие элементы (табл. 36). Распределение элементов в ореолах весьма неравномерное. В целом они имеют вид узких полос, сопровождающих рудные тела. Ширина их колеблется от 2 до 5 м, но для рудных зон (сближенные жилы и наличие прожилков) ширина составляет 50—100 м, иногда до 300 м.

Зональность в размещении рудных минеральных ассоциаций

В рудном поле наблюдаются продольная горизонтальная и вертикальная зональность.

Продольная горизонтальная зональность проявляется вдоль основной зоны повышенной трещиноватости и выражена в смене кварцево-арсенопиритовых руд восточного фланга рудного поля на кварцево-полисульфидные руды к западу. Это подтверждается и

Минералогический состав тяжелых фракций руд различных участков, %

Минералы	Николаевский (8)	Евграфовский (22)	Любавинский (27)	Большее-Федоровский (14)
Арсенопирит	84,5	85,0	78,0	68,0
Пирит	14,9	10,0	14,0	22,0
Галенит + сфалерит	0,44	3,0	3,5	5,0
Сульфоантимониды	0,12	—	1,5	3,0
Пирротин + висмутит + молибденит + золото и др.	0,4	2,0	—	—
Халькопирит + пирротин + блеклые руды + золото и др.	—	—	3,0	2,0

Примечание. В скобках указано количество проб.

составом рудных протолок из жил различных участков. Так, в рудах восточного фланга легкая фракция составляет от 97,84 до 99,68%, а на долю тяжелой фракции приходится 0,3—2,16% (табл. 37). Характер состава рудных протолок изменяется в направлении к западному флангу рудного поля (см. табл. 37). Наряду с изменением минерального состава жил вдоль Любавинского рудного поля наблюдается и закономерная смена элементарного состава жил (рис. 40, А).

Отмеченная выше продольная зональность, по-видимому, является отражением вертикальной зональности. Последняя выражается различным гипсометрическим распределением рудных минеральных ассоциаций, т. е. в смене кварцево-арсенопиритовых руд с глубиной на кварцево-полисульфидные. Подобная смена минерализации происходит на очень небольших вертикальных интервалах, что порой затрудняет отчетливое выявление зональности. Вновь вскрываемые на глубоких горизонтах интервалы имеющих жил или новые слепые рудные тела, как правило, несут полисульфидную минерализацию. Например, на центральном участке рудного поля выход сульфидного концентрата на глубоких горизонтах увеличился по сравнению с верхними в 5—10 раз.

Вероятный механизм выполнения трещинной полости минеральными продуктами различных ассоциаций показан на рис. 40, Б. Вначале полость трещины подвергалась минерализации и выполнению продуктами арсенопирит-пиритовой ассоциации с проявлением вкрапленно-рассеянного арсенопирита и пирита как в самой трещине, так и в окружающих породах (1). Следует отметить, что данная минерализация проявилась не повсеместно и не во всех дорудных нарушениях. В эту трещину после ее подновления устремились растворы, давшие собственно кварцевую минеральную ассоциацию с образованием кварцевых жил (2), содержащих обломки вмещающих пород, минерализованных ранними арсенопиритом и пиритом. Дальнейшее изучение этапности минерализации показало, что во

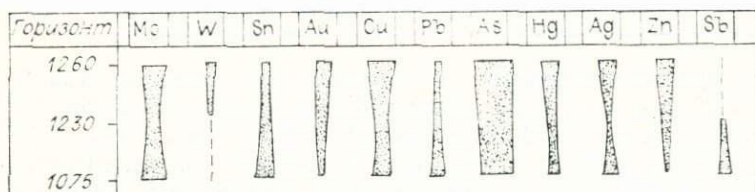


Рис. 40. Схема стадийной зональности и поведение элементов на Любавинском рудном поле.

А — изменение средних концентраций элементов на различных участках (по Л. В. Таусону, Н. А. Китаеву). Б — принципиальная схема стадийной зональности; 1—4 — арсенопирит-пиритовая (1), кварцевая (2), золото-сульфидная (3), кварцево-карбонатная (4) минеральные ассоциации; 5 — верхняя граница основного распространения полисульфидной минерализации (50—150 м). В — характер поведения элементов первичных ореолов рассеяния с глубиной, по Е. М. Квятковскому [1963].

внутриминерализационный период перед отложением золото-сульфидной минеральной ассоциации происходило дробление жильного кварца не по всей его массе по падению, а только в глубоко залегающих частях, что и привело к концентрации сульфидной минерализации в нижних горизонтах рассматриваемых жил (3), и только заключительная кварцево-карбонатная ассоциация, в силу проявления интенсивных поздних внутрирудных подвижек, имела возможность проникать и на более высокие горизонты (4). Необходимо отметить, что арсенопирит-пиритовая минеральная ассоциация отчетливо прослеживается в рудовмещающих структурах на глубокие горизонты и после выклинивания кварцевых жил.

Внутриминерализационные подвижки и концентрация сульфидной минерализации могли происходить не во всех жилах и не везде в одинаковых масштабах. Вот почему рассматриваемые жилы характеризуются различной степенью проявления золото-сульфидной минерализации. Где эти процессы проявили себя в достаточной мере, там мы и наблюдаем более отчетливые и хорошо выраженные рудные столбы, участки, гнезда и т. п. Последовательное развитие

рудовмещающих трещин может привести и к пространственному разобщению минеральных ассоциаций вплоть до образования самостоятельных жильных тел. При этом, естественно, не исключена вероятность совмещения разновозрастных минеральных ассоциаций на одном гипсометрическом уровне. Возможно, примером такого совмещения можно считать жилу Секущую с жилами Колонковой и Копушными.

В целом как продольную горизонтальную, так и вертикальную зональность следует рассматривать как «пульсационную, обусловленную «приоткрыванием» рудной полости в результате последовательных тектонических деформаций и выполнением этой полости новыми порциями минерального вещества нового состава» [Смирнов, 1960, с. 6].

Минеральная зональность, в частности вертикальная, в значительной мере обуславливает и геохимическую зональность первичных ореолов элементов-индикаторов оруденения. На основании анализа распределения и корреляционных связей между элементами в рудных телах можно отметить:

средние содержания элементов по вмещающим породам, %:
As — $4 \cdot 10^{-2}$, W — $7 \cdot 10^{-4}$, Ag — $1 \cdot 10^{-4}$, Bi — $3 \cdot 10^{-4}$, Sb — $7 \cdot 10^{-4}$,
Zn — $9 \cdot 10^{-3}$, Sn — $2 \cdot 10^{-4}$, Cu — $3 \cdot 10^{-3}$;

на наличие кварцево-жильных тел указывают повышенные относительно средних по вмещающим породам содержания As, W, Ag, Bi, Sb;

для фланговых частей жил (по восстанию и падению) характерны повышенные содержания As и W;

при выклинивании жил по простиранию намечается повышение содержания Zn, Cu и Sn;

для обогащенных золотом участков жил (рудного столба) характерны повышенные содержания Ag, Bi, Sb, Au;

по восстанию рудного столба отмечаются повышенные концентрации Pb, Zn, Ag; по падению — повышенные концентрации Bi, Sb и As.

Поведение элементов на различных горизонтах можно видеть на рис. 40, B, заимствованном из работы Е. М. Квятковского [1963]. К сожалению, в его работе не указаны количественные соотношения элементов. Повышенное содержание на верхних горизонтах жил Au, As, Sn и W связано с развитием арсенопиритовой и кварцевой минеральных ассоциаций. Появлению на верхних горизонтах Mo, Cu, Hg и Zn вызвано пульсационным характером рудного процесса, что приводит к осложнению вертикальной зональности. Общее уменьшение содержания элементов на средних и дальнейшее увеличение их количеств на нижних горизонтах с появлением ряда новых элементов связано с качественной сменой оруденения и с проявлением вертикальной зональности, которая показывает, что на нижних горизонтах жил начинает проявляться золото-сульфидная продуктивная минерализация [Шубин, 1973б]. Так, в ряде жил наблюдается повышение с глубиной роли Cu — Sb — Pb — Zn ассоциации элементов-спутников золота (табл. 38).

Таблица 38

Содержание Sb, Cu, Pb и Zn на различных горизонтах жил (по Л. В. Таусону, Н. А. Китаеву), $n \cdot 10^{-3}$, %

Жила	Горизонт 1230 м					Горизонт 1190 м					Горизонт 1150 м				
	Кол-во проб	Cu	Sb	Pb	Zn	Кол-во проб	Cu	Sb	Pb	Zn	Кол-во проб	Cu	Sb	Pb	Zn
Ново-Евграфовская-2		Нет данных				67	1,5	3,0	1,9	3,3	12	2,0	4,4	3,0	4,0
Ново-Евграфовская-4	26	2,0	6,4	5,7	5,6	78	2,2	4,2	2,2	4,6	86	2,6	4,4	8,6	6,3
Колонковая	7	2,0	0,9	2,0	2,0	9	2,0	1,7	4,2	3,5	13	2,6	1,75	7,0	4,8
Ново-Евдокиевская-Юная		Нет данных				92	2,9	5,4	5,1	6,5	79	3,2	9,6	6,5	7,3
Евдокиевская	14	2,5	0,7	7,0	6,1	34	2,5	2,7	7,8	5,2	26	3,0	3,2	5,2	9,9
Евграфовская	52	2,6	3,2	1,0	3,5	6	2,3	4,8	1,4	3,1	Нет данных				
Ново-Евграфовская-3		Нет данных				53	1,6	3,0	1,9	3,0	20	2,0	3,0	4,0	3,0

Распределение золота в жилах и рудные столбы

Распределение золота в рудных телах неравномерно как по простиранию, так и по падению жил. Однако, несмотря на эту неравномерность, в рудных телах все же проявляется определенная закономерность в его распределении, выражающаяся в столбовом характере концентрации оруденения. Была установлена целесообразность выделения при этом трех категорий рудных столбов: рудный столб первой категории — это участок кварцевой жилы с содержанием Au выше среднего по жиле на соответствующем горизонте разведочных работ; рудный столб второй категории — это контур липейных запасов металла, располагающийся, как правило, внутри рудного столба первой категории; рудный столб третьей категории — это участок жилы с эксплуатационными рудами, в контур которых входят рудные столбы первой, второй категорий и забалансовые руды, переведенные в ранг промышленных за счет разубоживания рудных столбов первых двух категорий до существующих на данный момент кондиций. В целях рационального использования и охраны недр нами рекомендуется при подготовке рудных тел к эксплуатации выделение рудных столбов третьей категории, что приведет к наиболее полному извлечению полезного компонента. Для изучения же генетических особенностей формирования рудных столбов и закономерностей распределения в них золота целесообразно пользоваться выделением рудных столбов первых двух категорий.

С целью изучения распределения золота была проведена статистическая обработка пробирных анализов по целому ряду жил. Это позволило установить, что характер распределения золота в жилах близок к логнормальному закону. При этом отсутствует корреляционная зависимость между содержанием золота и мощностью рудного тела ($r = -0,14$), но имеется прямая корреляционная связь между содержанием золота и интенсивностью внутрирудной трещиноватости ($r = 0,71$). Коэффициент вариации (254%) и среднее квадратичное отклонение (49,9) свидетельствуют о крайне неравномерном распределении элемента. Величина среднеарифметического содержания металла характеризует жилу как промышленное рудное тело, но при этом большая половина проб приходится на содержания ниже бортового, что свидетельствует о низком значении медианы ряда распределения величин содержания золота. Количество проб, превышающих минимальное промышленное содержание, составляет всего 42%. Отсюда можно сделать вывод, что сплошная отработка жил требует установления особенностей распределения оруденения в их плоскости.

С этой целью в качестве примера приводится план изолиний содержаний золота по одной из жил (рис. 41). Распределение руд с высоким содержанием золота носит столбовой характер. Отмечаются три пространственно разобщенных рудных столба, полого склоняющиеся в западном направлении. Гнезда наиболее богатых руд внутри контуров столбов приурочены к участкам сгущения изолиний, отражающим перепады мощностей, или участкам искривления жилы

Рис. 41. Характер поведения золота в одной из жил восточного фланга рудного поля.

1—3 — низкое (1), среднее (2), высокое (3) содержание золота. Штрихпунктирная линия — тектоническое нарушение.



по простиранию или падению; иными словами, гнезда наиболее богатых руд внутри столбов приурочены к местам усложнения морфологии жилы (см. рис. 18; рис. 42).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что рудная минерализация пространственно совпадает с участками жилы, характеризующимися развитием в боковых породах многочисленных прожилков и даже отдельных довольно мощных апофиз. В последнем случае гнезда наиболее богатых руд приурочены непосредственно к местам сопряжения жилы с оперяющими ее апофизами (рис. 43). Следует отметить, что повышенная трещиноватость присуща не только вмещающим породам в районе развития рудных столбов, но и самим кварцевым жилам, где отчетливо отмечается прямая корреляция между интенсивностью внутрирудной трещиноватости и содержанием золота ($r = +0,7$).

Изучение ориентированных рудных аншлифов показывает, что золото в кварцевой жиле локализуется в мелких трещинках разрыва (азимут падения $60-80^\circ$, $25-80^\circ$) и мелких сколовых трещинках (азимут падения $240-260^\circ$, $20-50^\circ$). Системы трещин измеряются в длину первыми сантиметрами и образуются по периферии более выдержанных сколовых трещин субширотного простирания, развивающихся в кварцевых жилах и обычно параллельных ее контактам (см. рис. 21, В). Золото в плоскости самих сколовых субширотных трещин встречается редко, оно, как правило, отлагается в виде мик-

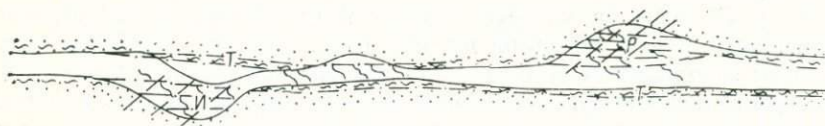


Рис. 42. Повышенная трещиноватость в участках локальных раздувов (Р) и искривлений (И) жилы; Г — глина трения.

Рис. 43. Приуроченность содержания полезного компонента в рудном столбе к линиям сопряжения (5) основной жилы с опоясывающими ее апофизами.

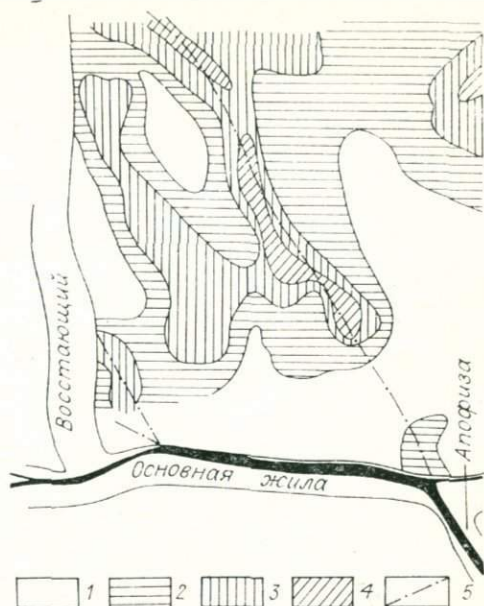
1 — очень низкое, 2 — низкое, 3 — среднее, 4 — высокое содержание.

рогнезд и микропрожилков в межзерновых пространствах и мелких трещинках оперения по периферии субширотных нарушений. Эти наблюдения отвечают представлениям Н. В. Петровской о том, что «возникновение таких трещин являлось одним из важнейших факторов локализации самородного золота в кварцевых жилах» [Петровская, 1973, с. 271].

Закономерности ориентировки внутрирудной трещиноватости позволяют представить следующий план деформаций: ось *A* направлена по линии $60-240^\circ$, ось *C* — по линии $150-340^\circ$, ось *B* — вертикально. При таком плане деформаций при подвижках в плоскости субширотных криволинейных трещин или жил в целом участки с северо-западным простиранием должны испытывать приоткрывания и благоприятствовать проникновению рудоносных растворов и концентрации оруденения, определяя тем самым пространственное положение рудных столбов. Ярким примером этого могут служить западные фланги жил участка Евграфовского. Если на сравнительно выдержанных по направлению и мощности участках жилы основные подвижки происходили по глинке трения в зальбандах жил, не вызывая заметного дробления кварца, то в участках усложнения морфологии жилы они должны были проходить непосредственно в кварце (см. рис. 42), вызывая его дробление и соответствующую подготовку для проникновения и концентрации в этих участках рудных компонентов. Все эти особенности взаимосвязи тектоники и рудного процесса отчетливо видны в очистных выработках по жилам.

Изложенное выше убедительно свидетельствует, что в распределении золота ведущую роль играли структурные факторы и прежде всего тектонические импульсы, которые обусловили развитие внутрирудной трещиноватости. Концентрация промышленного оруденения в жилах происходила в так называемых «структурных ловушках», к которым можно отнести:

1) места усложнений морфологии жил, связанные с перепадом мощностей или участками искривления жил по простиранию и падению;



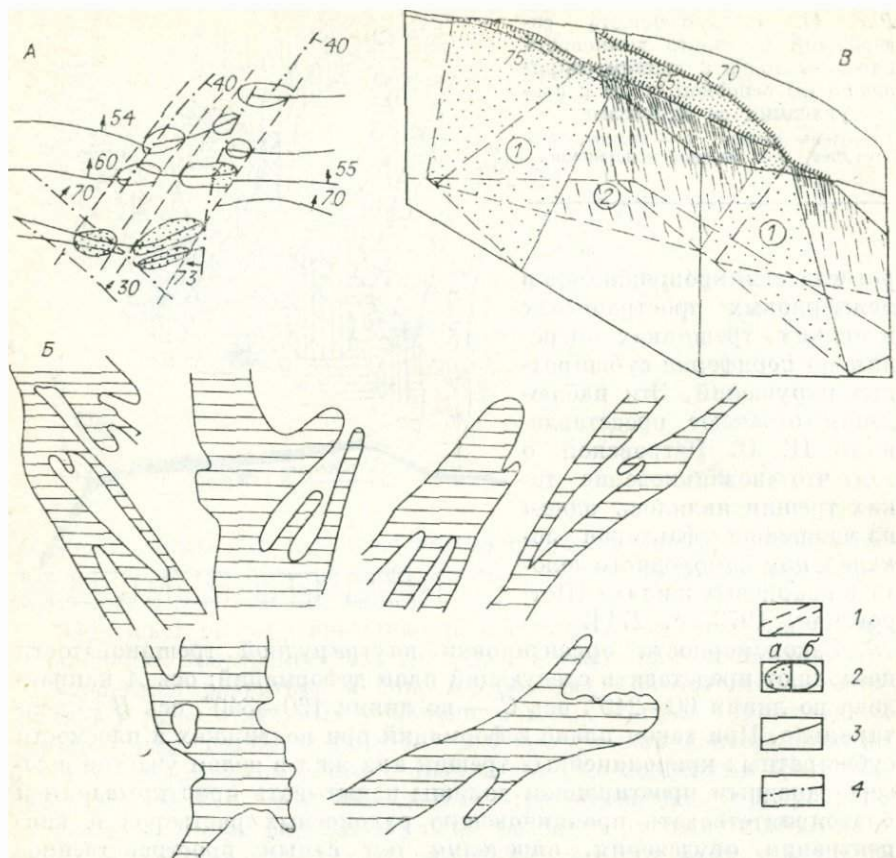


Рис. 44. Морфология и пространственное положение рудных столбов Любавинского месторождения.

А — схема структур, определяющих положение рудных столбов жил участка Геологический; 1 — зоны, контролирурующие рудные столбы, 2 — предполагаемые (а) и имеющиеся (б) рудные столбы, 3 — кварцевые жилы, 4 — внутрирудные тектонические нарушения. Б — морфология рудных столбов в различных жилах. В — структура типа «диадрма» для жил участка Евграфовского: 1 — плоскости дорудных нарушений, 2 — участок жилы с рудным столбом.

2) интервалы рудных тел с интенсивным развитием внутрирудной трещиноватости;

3) участки сопряжений основной жилы с ее апофизами;

4) места пересечения различно ориентированных дорудных и внутрирудных нарушений и «скрытых» зон повышенной трещиноватости [Шубин, 1970]. Так, в центральной части рудного поля (участок Геологический), сопоставляя ряд параллельных сближений жил широтного простирания с имеющимися в них рудными столбами (гнездами), мы видим, что обогащенные золотом участки располагаются в виде поясов, почти поперечных общему направлению сближенно-параллельных жил (рис. 44, А). По-видимому, в данном случае группировка в пространстве рудных столбов отражает положение

ние «скрытых» внутрирудных зон повышенной трещиноватости, которые подчеркиваются в настоящее время двумя ранними внутрирудными нарушениями. Наконец, эти зоны позже были зафиксированы геохимическими исследованиями Л. В. Таусона и Н. А. Китаева.

Жильные кварцевые тела на пересечении с описываемыми зонами и вмещающие их породы испытывали наибольшее раздробление и более интенсивно минерализовались в связи с проявлением продуктивных ассоциаций, давая обогащенные золотом гнезда в местах экранизации растворов тектоническими трещинами. Примерно такая же картина отмечается и в рудном поле месторождения Эльдorado в Северо-Енисейском районе [Петровская, 1963].

Анализ поведения оруденения в плоскостях жил центральной части рудного поля показал, что рудные столбы жил Евграфовских имеют западное склонение от 45 до 80°, а в жилах Геологического участка — восточное склонение от 35 до 70°. В морфологическом отношении рудные столбы имеют отчетливые линейные или бананцевидные формы (см. рис. 44, Б). Немаловажную роль в концентрации промышленного оруденения в плоскости жил играли многочисленные внутрирудные трещины, влиявшие на экранизацию продуктивной минеральной ассоциации.

Тенденция к восточному и западному склонению рудных столбов позволяет предположить, что рудоподводящей структурой было субмеридиональное нарушение с опережающими его структурами, которое разделяет участки Геологический и Евграфовский. Подобные субмеридиональные структуры проявляются в районах всех известных жил Любавинского рудного поля;

5) структуры типа «двэдр». Они выявлены на восточном фланге жилы Грищевской (см. рис. 44), где наблюдается сочетание дорудной близширотной трещины с двумя также дорудными нарушениями северо-западного простирания, но с различными азимутами падения. Наличие такого сложного структурного рисунка оказалось благоприятным для локализации оруденения;

6) ступенчатые структуры. На участке Евграфовском подобные структуры возникли в результате незначительного смещения кварцевой жилы системой ранних внутрирудных нарушений (см. рис. 19, Е). Это способствовало концентрации оруденения («Мокрая яма»). Необходимо отметить, что ступенчатая структура отчетливо прослеживается с поверхности на все глубокие горизонты участка Евграфовского;

7) места экранирования жил или продуктивной ассоциации внутрирудной или дорудной трещиной, а также участки флексурного искривления кварцевой жилы (см. рис. 19). Возникновение флексурных изгибов связано с использованием жильным кварцем двух пересекающихся систем трещин различного простирания и падения;

8) участки сопряжения жил с внутрирудными дайковыми телами диорит-порфиритов. В ряде случаев наблюдаются неоднократные взаимные пересечения дайки и жилы. Подобные взаимоотношения (рис. 45) сказались на поведении мощности жил и содержании в

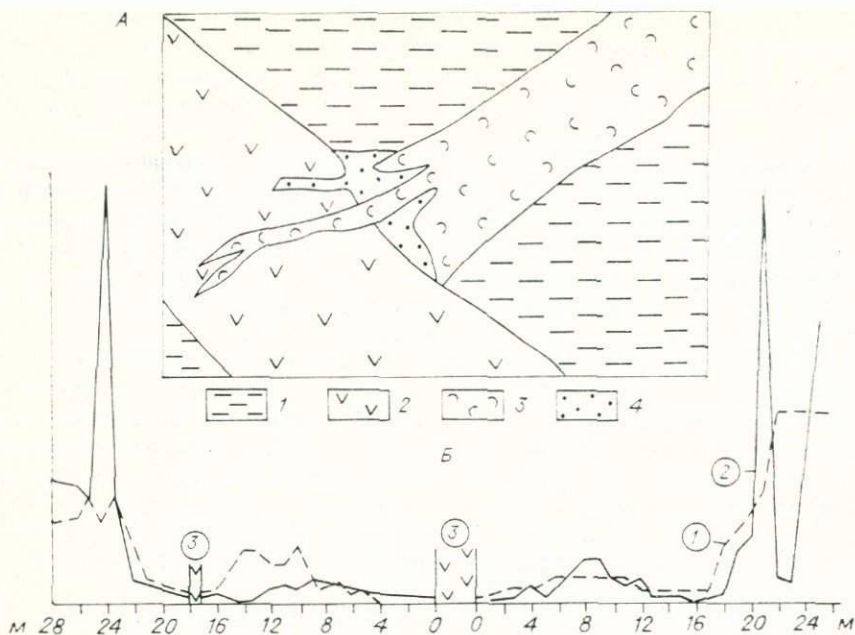


Рис. 45. Характер взаимоотношения кварцевой жилы с внутрирудной дайкой диорит-порфиров.

А — взаимоотношение кварцевой жилы Ново-Евграфовской (3) с дайкой диорит-порфиров (2), 1 — сланцы, 4 — кальцит. Б — характер поведения мощности (1) и содержания золота (2) около дайки диорит-порфирита (3).

них золота. Картину, которая предстает перед нами на рис. 45, очевидно, можно объяснить тем, что жила пересекла дайку с уменьшением мощности и этот «морфологический барьер» благоприятствовал последующему отложению золота в участках резкого перепада мощности.

Следует отметить, что поведение золотого оруденения с глубиной в жилах центральной части рудного поля позволяет выделить две параллельные продуктивные зоны, объединяющие признаки структурного контроля рудных столбов и разделяющиеся безрудным интервалом порядка 80 м. Это так называемый «шаг продуктивности» (см. рис. 27). В случае обнаружения в этих зонах рудных тел все они будут благоприятны в отношении золотого оруденения. Учитывая пространственное размещение сближенных жил, можно установить определенный интервал в 40—60 м между жилами, который следует рассматривать как «структурный шаг» (см. рис. 27), позволяющий ориентировать в комплексе с геохимическими критериями (с. 87) поиски новых жильных структур.

Появляющиеся в кварцевых жилах деформации, контролирующие пространственное положение продуктивных минеральных ассоциаций, как правило, создают в рудных телах обычно локальные участки, благоприятные для образования рудных столбов. Исследо-

ватели, занимающиеся вопросами формирования последних, все чаще приходят к выводу, что возникновение рудных столбов связано с динамическим воздействием гидротермальной системы на сформировавшуюся кварцевую жилу. Так, Г. Б. Левин [1969], основываясь на экспериментальных исследованиях, заключает, что рудные столбы локализируются в пределах определенного контура, отвечающего области, наиболее благоприятной для циркуляции растворов. Этим же взглядом придерживаются В. С. Голубев и В. Н. Шаратов [1974]. П. Ф. Иванкин [1972] рассматривает рудные столбы в качестве элементов гидротермального потока, закономерно располагающихся в пределах занимаемого ими пространства и являющихся следствием динамики гидротермального потока. В связи с этим мы разработали методику применения микроструктурного анализа для исследования ориентировок оптических осей кварца жильных тел, подвергшихся динамическому воздействию рудоносной гидросистемы при формировании продуктивной золоторудной минерализации. До настоящего времени микроструктурный анализ не использовался в целях обнаружения рудных столбов в кварцево-жильных телах.

Нами установлено, что в результате воздействия динамической гидросистемы на кварцевую жилу в участках формирования рудного столба происходит переориентировка оптических осей кварца, которая будет отличаться от остальных безрудных участков и может быть зафиксирована методом микроструктурного анализа при отборе соответствующих ориентированных образцов по определенной схеме с целью прежде всего выработки эталона ориентировки оптических осей по трем зонам: безрудная, фланг рудного столба, рудный столб (производится по жилам с уже обнаруженными рудными столбами). Так, для Любавинского рудного поля ориентированные образцы отбирались друг от друга с интервалом от 10 до 20 м, что при характере поведения оруденения вполне достаточно для решения поставленной задачи. Имея выработанный эталон, мы в дальнейшем можем им пользоваться для характеристики любых вскрываемых кварцевых жил на предмет возможного обнаружения в них рудных столбов.

При разведке и отработке кварцевых жил на месторождении обычно встречаются четыре варианта подсечения рудных столбов (рис. 46). В первом случае (*а*) выработка проходит непосредственно по рудному столбу и проведенное опробование подтверждает его наличие. Во всех остальных вариантах (*б* — *г*) опробование не выявляет наличие рудного столба, который может располагаться ниже, выше или между горными выработками. С четвертым случаем рудничные геологи столкнулись при доразведке жилы Ново-Евграфовской-3 и только «случайно» пройденный восстающий обнаружил оруденение в междуштречном пространстве.

Результаты проведенного микроструктурного анализа по рудоносным кварцевым жилам месторождения с целью отработки эталона сведены в табл. 39. Анализ результатов позволяет сделать следующие выводы:

в рудном столбе оптические оси кварца ориентированы в плоскости жилы по падению и простиранию;

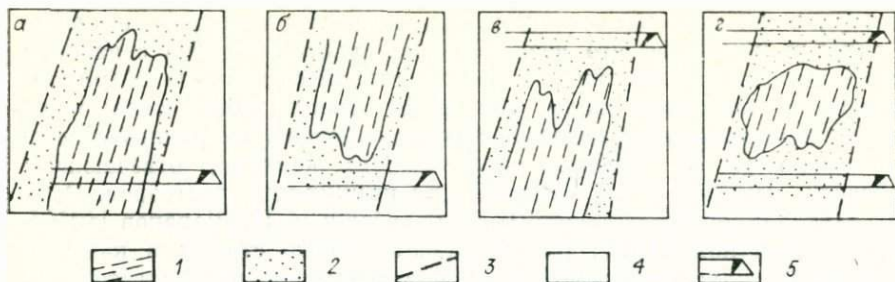


Рис. 46. Схематические варианты подсечения рудных столбов горными выработками (пояснения в тексте).

1 — рудный столб; 2 — фланговая зона; 3 — контур воздействия гидротермальной системы; 4 — безрудная зона; 5 — горная выработка.

безрудная часть жилы имеет ориентировку оптических осей кварца субперпендикулярно плоскости жилы;

во фланговых частях рудных столбов наблюдается переходная ориентировка, связанная с затуханием воздействия гидротермального потока к периферийным частям контура циркуляции;

проведенные работы позволяют рекомендовать новый поисковый критерий для обнаружения рудных столбов в кварцево-жильных телах, основанный на применении микроструктурного анализа.

Предлагаемый способ выявления рудных столбов может быть вполне приемлем для кварцево-жильных рудных тел не только золота, но и любого другого металла.

Таблица 39

Результаты обработки данных микроструктурного анализа 88 ориентированных образцов

Кварцевая жила	Положение максимумов оптических осей кварца	Расшифровка ориентировки
Рудный столб		В плоскости жилы
Безрудная зона		Субперпендикулярно плоскости жилы
Фланговая зона		Переходная между первой и второй

ХАВЕРГИНСКИЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Данная минерализация, рассматриваемая на примере Хавергинского рудного поля, наблюдается в 25 км к северу от Любавинского рудного поля. Здесь распространены метаморфизованные песчаниково-сланцевые породы, слагающие небольшую антиклинальную складку близширотного простирания, на северном крыле которой и сосредоточены основные рудные жилы.

Геологическое строение. В рудном поле наряду с песчаниково-сланцевой толщей широко распространены дайки гранит-порфиров и фельзит-порфиров, которые совместно с рудными жилами приурочиваются к субширотной зоне разлома шириной порядка 1,5 км (рис. 47). Примечательно, что основная масса кислых даек, имеющих северное и южное падение (70—85°), несет четкие следы окварцевания в виде густой сети тонких кварцевых прожилков различного направления; при этом многие дайки золотоносны. Кроме даек кислого состава встречаются диоритовые порфириты: микродиориты и кварцевые роговообманковые диориты (табл. 40).

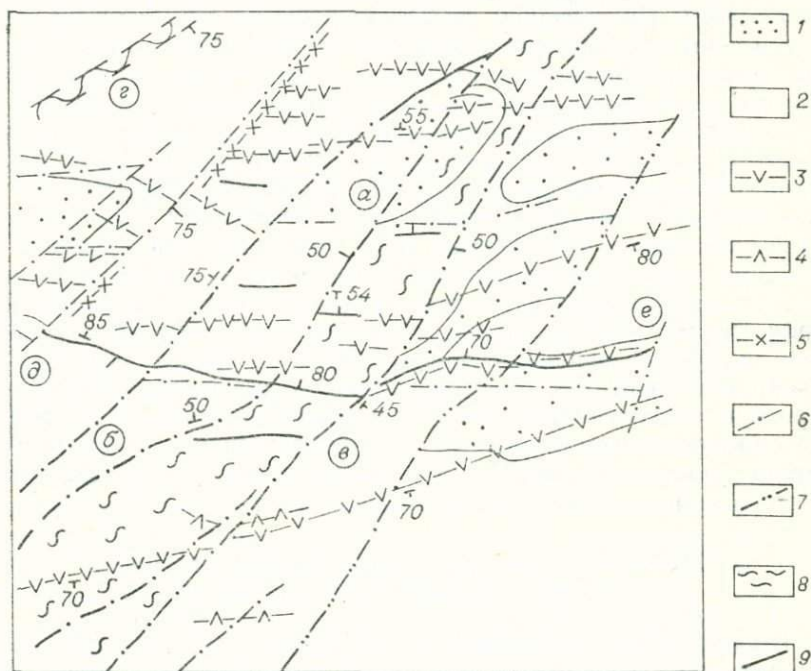


Рис. 47. Схематический план Хавергинского рудного поля [по Максимову, Никулину, 1971].

1 — песчаники, 2 — глинистые сланцы и алевролиты, 3 — кварцевые порфиры, 4 — диоритовые порфириты, 5 — микродиориты, 6 — разломы установленные (а — широтный, б — разлом-2, в — разлом-4 и г — разлом Сергиевского), 7 — разломы предполагаемые, 8 — зона активации дорудной трещиноватости, 9 — минерализованные тектонические нарушения и кварцево-рудные жилы (д — Степановская-1, е — Степановская-2 и др.).

Химический состав дайковых пород Хавергинского рудного поля, %

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	Сумма
30-х	72,46	0,5	14,54	0,59	1,64	0,02	1,30	0,96	2,41	4,35	0,30	—	—	1,02	99,64
19-х	76,28	0,03	13,68	0,59	0,67	0,04	1,19	0,23	1,79	4,18	0,03	—	—	1,00	99,71
18-х	70,16	0,04	16,53	0,56	0,89	0,05	1,81	1,13	2,66	4,50	0,25	—	—	1,37	99,95
21-х	72,4	0,05	14,18	1,01	1,49	0,03	0,93	0,29	2,79	5,33	0,08	—	—	1,21	99,79
26-х	73,62	0,04	15,12	0,71	0,67	0,01	0,72	0,21	2,79	4,57	0,08	—	—	0,88	99,42
213-х	61,10	0,61	15,60	0,15	4,17	0,10	5,48	4,16	2,50	4,04	—	0,08	0,07	1,24	99,30

Примечание. Образцы 30-х, 19-х, 18-х и 26-х — гранит-порфиры и фельзиты. Образец 21-х — диоритовый порфирит.

Все эти образования залегают как в близширотных, так и в северо-восточных структурах и чрезвычайно сходны с дайковыми породами Любавинского рудного поля. В восточном направлении дайковый пояс с определенными признаками золотого оруденения прослеживается в район Хамаро-Тыринского массива и далее за его пределы. На западном фланге количество даек заметно сокращается, они пересекаются зоной дробления и тектонических брекчий северо-восточного простирания, носящей название Сергиевского разлома, падающего на юго-восток под углом 70—80°. Это нарушение прослежено и в районе Любавинского рудного поля, где его прямым продолжением является разлом Северный. Представлен разлом Сергиевского мощной (до 70 м) зоной дробления (глинистых сланцев и песчаников с глиной трения), сопровождающейся немногочисленными кварцевыми прожилками и на ряде участков мощными (до 30—50 м и более) зонами тектонических брекчий, нередко золотоносных. В цементе последних отмечаются перетертые осадочно-метаморфизованные породы, кварц (в том числе и халцедоновидный) и обломки кислых дайковых пород. Следует отметить, что брекчии фиксируются как раз там, где разлом пересекает Хавергинскую широтную тектоническую зону. Как показали наблюдения, породы песчанико-сланцевой толщи по петрографическому и химическому составу, степени метаморфизма и пликативных дислокаций аналогичны таковым Любавинского рудного поля.

Основные структурные элементы рудного поля и морфологические черты рудных тел

В рудном поле, как отмечают А. К. Мухамедшин и В. Н. Никулин, отчетливо фиксируется серия различно ориентированных систем нарушений широтного и близширотного простирания, имеющих крутое падение на север и юг. Соотношение крупных трещин широтного простирания с многочисленными оперяющими их структурами свидетельствует об их сбросовом характере и небольшой горизонтальной составляющей. Оперяющие трещины по морфологическим

особенностям также относятся к трещинам скальвания — они имеют аналогичные элементы залегания, но обладают более пологими углами падения. Подобный характер развития структур тождествен развитию их на Николаевском участке Любавинского рудного поля. По крупным трещинам широтного направления в поздние этапы деформации произошли сдвиговые и сбрососдвиговые перемещения, на что указывают структурно-морфологические особенности рудных тел (см. далее). Трещины, ориентированные в широтном направлении, были в основном теми структурными элементами, в которых локализовались дайковые и рудные тела. К наиболее крупным разрывам широтного и близширотного направления следует отнести широтный разлом и структуры, выполненные кварцевыми жилами: № 71, Степановские-1, 2 и др.

подавляющее большинство рудных тел представлено крутопадающими и маломощными (0,1—0,2 м) или достаточно мощными (0,5—0,8 м, в раздувах 2,0—2,5 м) кварцевыми жилами, выполняющими структуры близширотного простирания. Морфология жил проста, контакты их четкие, малоизвилистые и в общем субпараллельные при частых резких колебаниях мощности, что приводит к возникновению линзообразной формы рудных жил. Изменение морфологии жил отмечается перед дорудными и внутрирудными трещинами. Некоторые жилы (Степановская-1, жила 71 и др.) на отдельных участках контролируются дайками фельзит-порфиров. Надо отметить, что в случае постепенного выклинивания кварцевых жил по простиранию или с глубиной минерализованная трещина, вмещающая рудное тело, продолжает прослеживаться и далее на значительные расстояния в виде отчетливого разрыва. Вблизи дорудных поперечных трещин нередко можно наблюдать изменения морфологии жил (рис. 48).

Жила Степановская-1 — одна из наиболее протяженных как по простиранию, так и по падению, имеет широтное-близширотное направление (90—110°) с северным падением под углом 75—85°. Простирание ее на отдельных интервалах изменяется на 10—12°, падение более выдержанное. Раздувы приурочиваются к ее изгибам и обусловлены образованием полостей при сбрососдвиговых перемещениях, происходивших вдоль искривленной трещины.

На восточном фланге жила под острым углом отходит от основной рудовмещающей трещины в северо-восточном направлении и плавно сочленяется с северо-восточным разломом, разграничивающим жилы Степановская-1 и Степановская-2, которая, кроме поверхности, отчетливо фиксируется на нижних горизонтах со стороны висячего бока разлома (см. рис. 48).

Среди нарушений северо-восточного простирания (40—50°) четко выделяются крутопадающие (70—85°) и пологопадающие (40—50°). Все они представлены зонами дробления или повышенной трещиноватости мощностью от первых сантиметров до нескольких метров при большой протяженности. Наиболее крупным нарушением является разлом Сергиевского. Ряд нарушений вмещает апофизы близширотных даек кислого и среднего состава и маломощные кварцевые жилы. Что касается систем трещин северо-западного

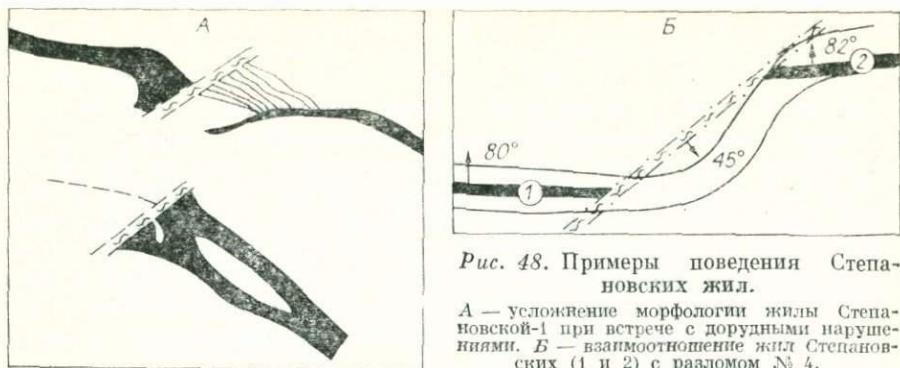


Рис. 48. Примеры поведения Степановских жил.

А — усложнение морфологии жилы Степановской-1 при встрече с дорудными нарушениями. Б — взаимоотношение жил Степановских (1 и 2) с разломом № 4.

(300—315°) и меридионально-близмеридионального (0—20°) простирания, то их проявление намного слабее всех остальных систем трещин. Часть нарушений этого направления вмещает дайки диорит-порфиристов и кварцевые прожилки серого цвета.

Анализ тектонической структуры с учетом проявления магматической и гидротермальной деятельности позволяет выделять в рудном поле дорудные, внутрирудные и послерудные системы трещин. Последние не оказали существенного влияния на общую структуру рудного поля и морфологию рудных тел. Послерудные нарушения проявились в основном в подиовлении ранних трещинных систем и устанавливаются по смещению (не более 0,3 м) и дроблению жил с затиранием кусков кварца, по отсутствию в трещинах рудной минерализации.

Минеральные ассоциации, вопросы зональности, характер околорудных изменений и распределение золота в жилах

Минералогический анализ руд позволяет выделить следующие ассоциации: арсенопирит-пиритовую, кварцевую, кварцево-сульфидную, золото-сульфидную и карбонатную. Следует отметить, что в некоторых образцах сильно окварцованных даек фельзит-порфиров наблюдались спонивидные агрегаты турмалина (шерл). Это указывает на то, что здесь, так же как и на Любавинском рудном поле, в незначительных масштабах развита кварцево-турмалиновая минерализация.

Арсенопирит-пиритовая ассоциация проявляется во вмещающих породах вдоль тектонических структур, предшествуя становлению последующих минеральных ассоциаций, как это имеет место и на Любавинском рудном поле. Нередко арсенопирит можно наблюдать и в обломках вмещающих пород, сцементированных жильным кварцем. Характер выделений арсенопирита прожилково-вкрапленный; редко совместно с ним наблюдается пирит. В участках значительной концентрации арсенопирита отмечается повышенное содержание золота.

К в а р ц е в а я ассоциация представлена полнокристаллическими разностями молочно-белого кварца, слагающего основную массу жил массивной текстуры и служащих лишь средой, вмещающей более поздние минеральные образования.

Проявление к в а р ц е в о - с у л ь ф и д н о й минерализации выразилось в развитии серого кварца, чешуйчатых выделений молибденита, редких вкраплений и мономинеральных прожилков пирита и арсенопирита в молочно-белом кварце с образованием полосчатой текстуры. Основная масса кварцево-сульфидной минерализации наблюдается на верхних горизонтах жилы Степановской, на нижних горизонтах уже начинается проявление з о л о т о - с у л ь ф и д н о й ассоциации.

Последняя представлена пирротином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, висмутином, тетрадимитом и золотом (пробность 940—960). Висмутин проявляется в тесном сростании с золотом и тетрадимитом, который, образуя тонкие пластинчатые выделения, обычно развивается по спайности кристаллов висмутина. Халькопирит часто образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите, который тесно ассоциирует с редкими выделениями галенита.

Пространственное положение кварцево-сульфидной и золото-сульфидной ассоциаций по восстанию жилы отражает вертикальную зональность, аналогичную зональности Любавинского рудного поля, и может служить критерием обнаружения продуктивной ассоциации на глубоких горизонтах в жилах № 6, 71 и других, на верхних горизонтах которых проявляется преимущественно кварцево-сульфидная минерализация.

Все перечисленные выше сульфиды и золото пространственно ассоциируют с серым кварцем, развивающимся в виде полос в массе молочно-белого кварца с образованием линейно-полосчатых текстур, которые формировались в результате многократного приоткрывания внутриминерализационной трещиноватости. Эти полосы серого кварца, как правило, концентрируются ближе к всяческому боку жилы. Нередко отдельные полосы серого и молочно-белого кварца разделены перетертым материалом вмещающих пород. К этому перетертому материалу часто приурочены повышенные концентрации сульфидов и золота. Химический и минералогический состав руд приведен в табл. 41.

К а р б о н а т н а я минерализация фактически завершает рудный процесс в виде маломощных прожилков различного направления, а также друз, выполняющих пустоты в тектонически нарушенных зонах.

Что касается околорудных изменений вмещающих пород, то они аналогичны таковым на Любавинском рудном поле, и выразились в окварцевании, сульфидизации и карбонатизации. Сульфидизация была связана с кварцево-сульфидной ассоциацией и представлена густой вкрапленностью пирита и арсенопирита во вмещающих породах. Микроскопическое изучение участков проявления пирит-арсенопиритовой минерализации показало, что в ряде случаев вокруг кристалликов арсенопирита можно наблюдать скопления само-

Химический состав руд

Компонент	%	Компонент	%	Компонент	%
SiO ₂	87,98	Au	9,5	Cu	0,01
Al ₂ O ₃	3,92	Ag	3,5	Mn	0,1
Na ₂ O+K ₂ O	1,2	As	0,3	Sb	Сл.
FeO	2,31	Ni	0,003	W	0,01
CaO	1,13	Cr	0,01	Ti	0,1
MgO	0,43	Mg	0,3	Be	0,001
Fe ₂ O ₃	0,36	Pb	0,3	Ga	0,001
TiO ₂	0,10	Se	0,003	Mo	0,001
MnO	0,06	Zn	0,01	Sn	Сл.
П. п. п.	1,26	Ba	0,03	V	0,001
Сумма	98,8				

Примечания: 1. Минералогический состав тяжелой фракции руд (5 проб), %: арсенопирит — 7, пирит — 19, (висмутин + тетрадимит) — 20, галенит — 1,0, сфалерит — 1,5, шеелит — 1,0, (халькопирит + золото + пирротин + марказит + барит + касситерит + молибденит + киноварь + эпидот + цоизит) — 1,5. 2. Содержания Au и Ag — в усл. ед.

родного золота. Окварцевание и карбонатизация проявляются либо в виде отдельных участков незначительных размеров, либо в виде прожилков и их серий. Особенно отчетливо и широко окварцевание отмечается в дайке фельзит-порфиров, сопровождающей жилу. В местах интенсивного дробления дайки кроме окварцевания можно наблюдать также проявление каолинизации, хлоритизации и сульфидизации.

Выше мы отмечали, что для рудных тел чрезвычайно характерно полосчатое строение, обусловленное чередованием полос серого и молочно-белого кварца. Распределение золота в различных полосах кварца крайне неравномерное. Рудничные геологи давно подметили, что в сером кварце, слагающем небольшой мощности полосы обычно в висячей части жилы, количество золота составляет 80% от общей массы его в жиле. При этом давно был подмечен общий субвертикальный столбообразный характер проявления оруденения (рис. 49), для которого отмечается прямая зависимость с мощностью жилы. Визуально была установлена приуроченность его к месту довольно крупного изгиба дорудной трещины по простиранию (см. рис. 49).

Местоположение и форма рудного столба во многом зависят от характера изгиба трещины и направления смещения по ней с возникновением дополнительно-локальных изгибов и участков сжатия и приоткрывания полости трещины. В связи с этим на изограммах отмечается струйчатое локальное распределение золота в рудном столбе.

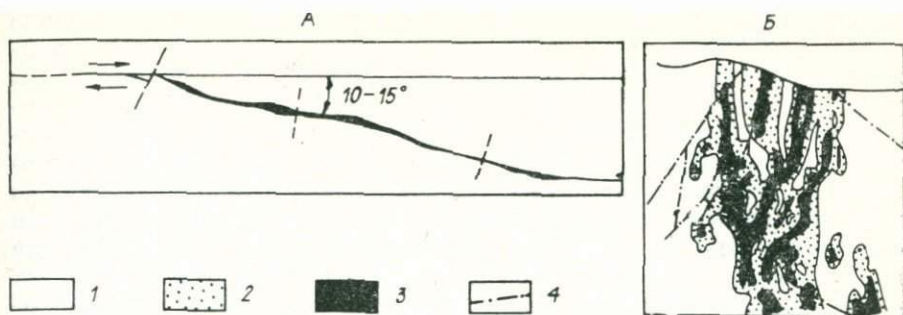


Рис. 49. Рудный столб жилы Степановская-1.

А — продуктивная часть жилы, приуроченная к изгибу «жильной» трещины по простиранию. Б — изограммы распределения золота в рудном столбе [Лозовский и др., 1972]. 1—3 — высокие (3), средние (2) и низкие (1) содержания; 4 — тектонические нарушения.

Склонение той или другой струи то к западу, то к востоку всецело зависит, как показали А. К. Мухамедшин и В. Н. Никулин, от направления оси изгиба. По падению отдельные струи то соединяются, то разъединяются друг с другом, заключая между собой безрудные пространства (пережимы).

Как показало изучение минеральных ассоциаций, с которыми генетически связано золото, на локализацию оруденения большое влияние оказали не дорудные тектонические подвижки вообще, а те, которые непосредственно предшествовали отложению продуктивной ассоциации. Наиболее интенсивно такие подвижки происходили в отмеченном выше интервале изгиба жилы Степановской с одновременным использованием такого благоприятного для рудоотложения фактора, как приуроченность жилы к дайке фельзит-порфира.

Исследование закономерностей поведения оруденения показало волнообразное изменение мощности жилы и содержания золота. Наиболее обогащенные участки жилы сосредоточены около дорудных нарушений (в местах пересечения), что в совокупности с подвижками перед отложением продуктивной ассоциации и определило столбообразный характер распределения золота. Основной рудный столб, имея общее восточное склонение под углом 45—50°, концентрируется вдоль относительно мощного дорудного нарушения. Подобного типа дорудное нарушение проявляется и к востоку от рудного столба (нарушение 4), разделяя первую и вторую Степановские жилы. Не исключено, что вдоль этого нарушения также можно ожидать проявление оруденения в виде рудного столба, особенно если учесть общее склонение оруденения на восток. Признаки возможной вспышки концентрации оруденения около этого нарушения уже отмечались в 130 м от последнего на нижних горизонтах. Нам думается, что все эти обстоятельства дают основание говорить о возможности появления концентрированного оруденения на уровне этих горизонтов и к востоку от разлома 4, в жиле Степановская-2.

В общей локализации оруденения определяющую роль, очевидно, сыграли крупные зоны повышенной трещиноватости северо-вос-

точного простираия [Максимов, 1971]. Максимальное количество трещин подобного рода, активизированных в предрудный и рудный этапы и вмещающих мелкие кварцевые жилки, приходится на участок жилы Степановской-1 (см. рис. 47). Таким образом, мы видим здесь сочленение зоны повышенной трещиноватости северо-восточного простираия со структурой жилы Степановской, что благоприятно сказалось не только на увеличении мощности жилы, но и на повышении содержания золота. В этом отношении, учитывая отмеченное выше склонение оруденения, следует обратить внимание на возможное проявление слепых зон повышенной трещиноватости в районе жилы Степановской-2 к востоку от разлома 4, разграничивающего две крупные жилы.

ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕ-ОНОНСКОГО РАЙОНА

Золоторудная минерализация района характеризуется более чем 30 минералами. Общее количество сульфидов составляет в среднем около 1—2%, что позволяет все проявления золотого оруденения отнести к умеренно сульфидной формации золото-сульфидно-кварцевых месторождений [Петровская, 1973], которая пространственно ассоциирует со среднекембрийским дайковым комплексом. В формировании золоторудной минерализации (от ранних к более поздним) принимали участие следующие минеральные ассоциации [Шубин, 1970, 1973]: арсенопирит-пиритовая; кварцевая с альбитом, анортоклазом, вольфрамитом и шеелитом; кварцево-сульфидная; кварцево-турмалиновая; кварцево-флогоцитовая; карбонатно-золото-сульфидная; халцедоновидно-кварцево-пиритовая; кварцево-карбонатная.

Рассмотренный выше состав минеральных ассоциаций, их взаимоотношения, пространственное распределение, последовательность отложения минералов, характер околорудных изменений — все это дает возможность воссоздать общую генетическую картину формирования минеральных ассоциаций.

Большое влияние на ход минералообразования и появление определенных минеральных ассоциаций оказывает температура минералообразующих растворов. Для ее оценки рассмотрим ряд косвенных признаков. Один из них — распад твердых растворов двух систем: сфалерит — халькопирит — пирротин и халькопирит — сфалерит. Распад таких растворов приводит к появлению телец распада халькопирита и пирротина в сфалерите и сфалерита в халькопирите. Наличие подобных продуктов распада характеризует высокотемпературный процесс минерализации.

Так, А. А. Филимонова [1965], ссылаясь на ряд исследований, приводит следующие температуры распада: для системы сфалерит — халькопирит 350—400°, халькопирит — сфалерит 470—300°. Как отмечают П. Рамдор [1962], З. Грдличка и В. Гоффман [1964], сфа-

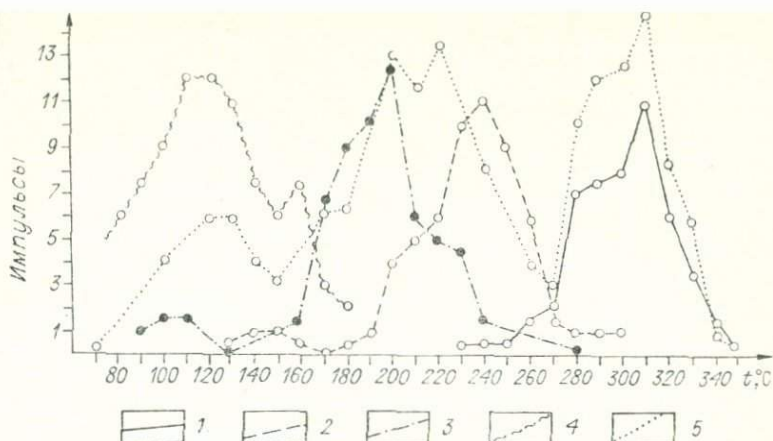


Рис. 50. Температурный режим гидротермального процесса.
 1—4 — арсенопирит-кварцевая, 40 ан. (1), кварцево-сульфидная, 10 ан. (2),
 золото-сульфидная, 10 ан. (3), кварцево-карбонатная, 10 ан. (4) стадии;
 5 — кривая общего характера температурного режима, 50 ан.

леритовые звездочки в халькопирите появляются в высокотемпературных месторождениях. Материалы по термобарометрии включений в минералах, приведенные в работе [Ляхович и др., 1970], указывают на температуры порядка $290\text{--}240^\circ$ для ранних сульфидных проявлений при $P = 850\text{--}980$ атм; $260\text{--}205^\circ$ для золото-сульфидной ассоциации при $P = 560\text{--}750$ атм и для кварцево-карбонатной минерализации $50\text{--}150^\circ$ при $P = 200\text{--}400$ атм. Все это, а также результаты декрепитации (рис. 50), указывает на общее, непрерывно-прерывистого характера, снижение температуры и давления в ходе рудного процесса.

Приведенные данные довольно четко согласуются с материалами, полученными А. И. Тугариновым и В. В. Наумовым [1971] при анализе газовой-жидких включений в минералах из 1000 месторождений мира. Учитывая результаты их исследований, а также указания Л. А. Кларка о том, что максимальная температура существования пирита и арсенопирита (арсенопирит-пиритовая ассоциация) в природе должна быть не выше 491° (ибо выше этой температуры минералы, если они находятся вместе, неустойчивы), мы можем отметить, что кристаллизация ранних минералов — арсенопирита, пирита, кварца, шеелита и вольфрамита — имела место в интервале температур $350\text{--}280^\circ$.

Интересно отметить, что эти значения близки к температуре формирования арсенопирит-пиритовой ассоциации Дарасунского месторождения [Тимофеевский, 1972]. Приведенные температурные интервалы минералообразования близки к данным В. Г. Моисеенко и И. И. Фатьянова [1971] по целому ряду золоторудных месторождений Советского Союза (рис. 51), В. В. Иванова, Г. М. Мейтува [1972] по месторождениям Забайкалья ($410\text{--}125^\circ$). Таким образом, можно сделать заключение о средне-высокотемпературном форми-

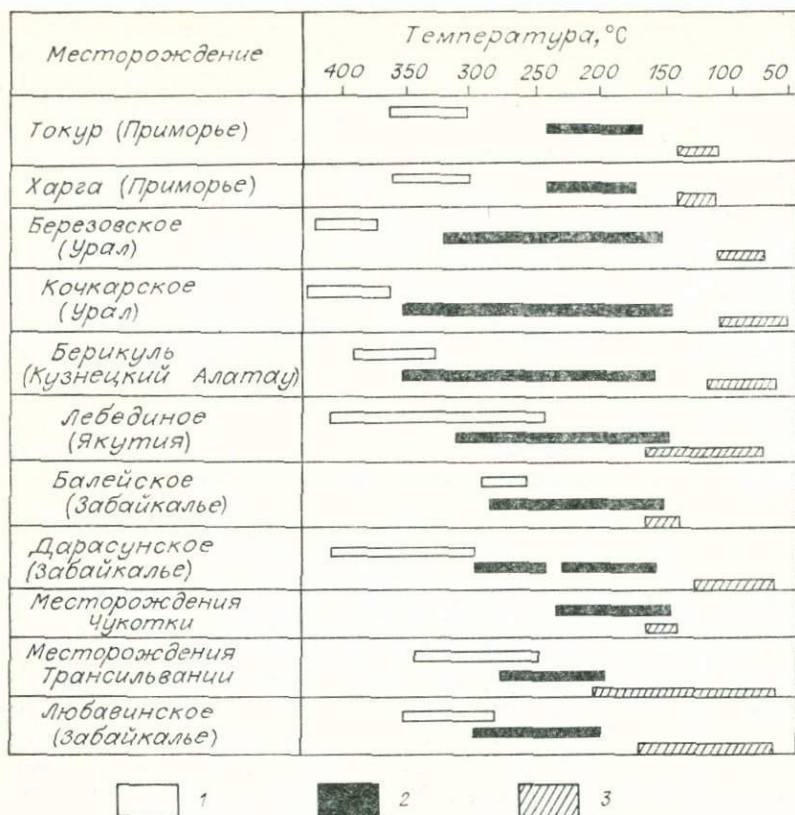


Рис. 51. Температура минералообразования на различных стадиях процесса формирования золоторудных месторождений по данным [Моисеенко, Фатьянов, 1971; Петровская, 1973], Любавинское месторождение — по нашим данным.

1—3 — ранние (1), главные продуктивные (2) и поздние (3) стадии.

ровании золоторудной минерализации на глубинах, не превышающих 2000 м (см. с. 179).

Рудоотложение происходило в условиях растяжения, свидетельством чему служит распространение жильных, нередко друзового сложения, образований в трещине по всей ее длине, одновременное заполнение жильным материалом различно ориентированных систем трещин и оперяющих структур [Великий, 1961]. Близкое расположение жил, отделенных друг от друга небольшими безрудными зонами, наличие друзовых, кокардовых и крустификационных текстур и другие структурно-текстурные черты, слабое развитие окolorудных изменений и т. п. легко объяснить, если исходить из представления, что отложение руд происходило главным образом в относительно открытых полостях. В ряде случаев вблизи контакта с вмещающими породами кварцевые жилы в силу локального повышения пересыщенности растворов приобретают мелкозернистое мас-

Поведение S, Fe и As в измененных и неизмененных породах (по Л. А. Таусону и Н. А. Китаеву), вес. %

Порода	Степень изменения	S	Fe	As
Граниты	Измененные	1,96	2,5	0,10
	Неизмененные	0,08	2,7	0,008
Сланцы	Измененные	2,01	2,4	0,40
	Неизмененные	0,17	3,1	0,008

сивное строение. Механизм образования таких жил довольно полно излагается у А. П. Захарченко [1955]. Нередко в таких кварцевых жилах можно наблюдать обломки вмещающих пород (сланцев, песчаников, гранодиоритов), в которых начинают преобладать элементы замещения.

В начале развития гидротермальные растворы, очевидно, были обогащены летучими компонентами, благодаря которым отложение минерального вещества при формировании арсенопирит-пиритовой ассоциации происходило в виде спорадически рассеянной вкрапленности отдельных хорошо образованных кристаллов. На то, что начальные этапы минералообразования на небольших глубинах (1—1,5 км, см. с. 179) могут и должны характеризоваться повышенным содержанием газовой фазы, указывают, в частности, исследования К. Краускофа [1964], Ю. А. Долгова [1968], В. Н. Труфанова [1972] и др.

Обогащенные газовой составляющей растворы переносили мышьяк, серу и частично золото, которые шли на формирование минералов арсенопирит-пиритовой ассоциации. Золото и сопутствующие ему компоненты в этот период присутствовали в растворе, вероятно, в форме мышьяково-сернистых соединений [Сорокин и др., 1971; Ферсман, 1958]. Что касается железа, то оно, очевидно, извлекалось непосредственно из вмещающих пород на уровнях становления арсенопирит-пиритовой ассоциации (табл. 42). Взаимодействие газодных с умеренно кислой реакцией ($pH = 3,3-5,0$, согласно методике расчета по А. Л. Павлову [1971]) растворов с вмещающими породами при наличии в последних двухвалентного железа благоприятствовало проявлению тесного золото-арсенопирит-пиритового парагенезиса [Павлов и др., 1971].

Отложению кварца следующей минеральной ассоциации предшествовали подвижки, которые особенно отчетливо проявились по близширотным тектоническим нарушениям. После этих подвижек возросла роль водных растворов, при движении которых шло формирование основных кварцевых жил, часто цементующих обломки пород, несущих минерализацию арсенопирит-пиритовой ассоциации. Становлению кварцевых жил сопутствовали окварцевание, серицитизация, хлоритизация; отмечаются единичные скопления карбоната. В этот же период происходит выделение анортоклаза, реже альбита и небольших количеств шеелита и вольфрамит.

Присутствие полевых шпатов, состав околосжилных изменений указывают на умеренно щелочной характер растворов, в которых, согласно данным по водным вытяжкам (см. табл. 25 и 26), преобладали калий (8—10%) и бикарбонат-ион, поддерживающий, как указывает Б. И. Некрасов [1954], умеренно щелочной режим раствора. Осаждению кремнезема и других нерастворимых соединений, обусловивших ассоциацию минералов кварц + альбит + анортотлаз + + вольфрамит + шеелит, способствовало понижение щелочности данной порции раствора ($pH = 3,25-5,5$, согласно методике расчета по Дж. Хемли [1959]).

Перед формированием кварцево-сульфидной минеральной ассоциации произошли существенные тектонические подвижки как по системам субширотных трещин, вдоль основных кварцевых жил, в которых широко развиты брекчиевые, полосчатые текстуры, так и по системам близмеридиональных нарушений. При этом образовались самостоятельные жильные тела и сместились ранние основные кварцевые жилы.

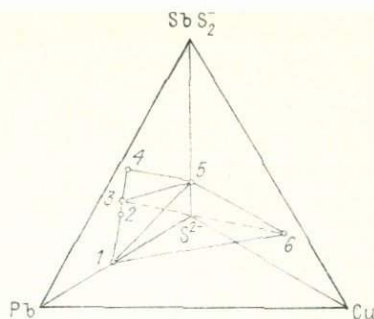
Если мы рассмотрим последовательность выделения минералов, то увидим, что к концу формирования данной ассоциации происходило общее увеличение концентрации серы. Поэтому вначале выделялся «малосернистый» арсенопирит, а затем пирит и молибденит как «высокосернистые» соединения. Пирит, как показали Г. Куллеруд и Г. Йодер [1959], может образоваться как первичная фаза из растворов при исключительно высоком содержании серы. В этой же последовательности идет и увеличение кислотности и окислительного потенциала, о чем свидетельствует присутствие арсенопирита, имеющего по сравнению с пиритом более низкий окислительно-восстановительный потенциал ($Eh = 0,42$ и $0,55$ соответственно [Росляков, 1982]).

Развитию последующих кварцево-турмалиновой и кварцево-флогопитовой минеральных ассоциаций предшествовали тектонические подвижки в плоскости кварцевых жил, что привело к подновлению и образованию как сколовых трещин в самих жилах, так и оперяющих систем, ориентированных к жилам под углом $45-65^\circ$. Последние стали основными локализаторами кварцево-турмалиновой и кварцево-флогопитовой минеральных ассоциаций. Формирование флогопитовых прожилков было связано с перераспределением (перетолжением) флогопита вмещающих пород при прогрессивном понижении кислотности среды ($pH = 6,2$, расчеты по Дж. Хемли). Необходимо отметить, что формирование кварцево-турмалин-флогопитовой ассоциации, очевидно, было вызвано начавшимся процессом становления внутрирудных даек диорит-порфиров.

После становления даек произошли тектонические подвижки, которые развивались преимущественно внутри кварцевых жил и по их зальбандам. Все это предопределило формирование карбонатно-золото-сульфидной ассоциации. Окислительно-восстановительный потенциал растворов в этот период был изменчивым. На это указывает чередование выделений пирита и сфалерита, вслед за которыми произошло отложение галенита, пирротина и халькопирита. На ко-

Рис. 52. Диаграмма состав — парагенезис в системе $Pb-Cu-SbS_2-S^{2-}$ [Гамянин, 1965].

1 — галенит, 2 — менегинит, 3 — буланжерит, 4 — джемсонит, 5 — бурноцит, 6 — тетраэдрит.



нечных этапах развития описываемой ассоциации выделялись сульфоантимониты. Экспериментальные работы С. Робинсона и исследования Г. С. Лисецкой, как отмечает Г. Н. Гамянин [1965], показали, что формирование сульфоантимонитов происходит только в умеренно щелочной среде вследствие образования комплексного аниона сурьмы (SbS_2^-), определяя парагенезис галенит + тетраэдрит + буланжерит + джемсонит + менегинит (рис. 52).

В результате полного связывания свинца и меди, при избытке Sb_2^- и увеличении роли кислорода в растворе происходит отложение антимонита [Григорчук и др., 1962]. Таким образом, мы имеем обычную схему, которая так характерна для свинцово-сурьмяно-цинковой минерализации: по мере развития процесса галенит сменяется сульфоантимонитами меди, затем свинца и, наконец, антимонитом [Мозгова и др., 1971]. Что касается золота, то, как показали исследования [Tuttle, Bowen, 1958], в обстановке формирования карбонатно-золото-сульфидной ассоциации комплекс золота обладал исключительной прочностью и превосходил аналогичные комплексы меди, свинца и других металлов. Это обстоятельство было одним из существенных факторов, определивших более позднее выделение золота относительно сульфидов. Последние, очевидно, и определяли благоприятные условия для проявления природных электрохимических факторов при отложении золота [Тюрин, 1966]. По-видимому, тесный парагенезис золота с сульфидами можно объяснить с позиций щелочно-сульфидной теории переноса благородного металла [Петровская, 1973].

В заключительный этап формирования золото-сульфидной ассоциации после отложения золота проявились поздние внутрирудные подвижки. Вслед за этим изменились концентрации сульфид-иона и кремнезема при высокой степени пересыщения минералообразующих растворов. На это указывает образование халцедоновидного кварца с большим числом кристаллов пирита, росту которых способствовало появление многочисленных центров кристаллизации. Возникновение центров приводило к понижению пересыщения и вызывало дефицит исходных веществ для многочисленных одновременно возникающих кристаллов пирита. Недостаток их компенсировался общим увеличением площади соприкосновения кристаллов с окружающим раствором за счет увеличения числа граней различных простых форм (см. рис. 28, тип 18). После небольших подвижек началось широкое проявление по поздним внутрирудным нарушениям кварцево-карбонатной минерализации, захватывающей и более древние подновленные структуры.

Состав и характер изменения растворов из водных вытяжек околорудноизмененных пород

Проба	Количество, мг-экв./100 г вещества	Na	K	Ca	Mg	NH ₄	Na/K	Ca/Mg	Cl	F	HCO ₃	SO ₄	NO ₂	Cl/F	$\frac{SO_4}{HCO_3}$
I	$\frac{0,557}{0,921}$	53,8	23,4	17,9	—	2,9	2,3/1	1/0	—	2,3	21,7	76,0	0,02	0/1	$\frac{3,5}{1}$
II	$\frac{1,417}{0,725}$	12,7	28,9	30,0	23,3	5,1	1/2,3	1/1,3	6,9	1,4	45,5	45,5	0,72	3/1	$\frac{1}{1}$
III	$\frac{0,578}{0,485}$	10,4	55,4	8,7	17,3	7,4	1/5,3	1/2	20,6	Сл.	61,9	17,5	0,06	1/0	$\frac{1}{3,5}$

Примечания: 1. I — верхний (штольня 21, Мало-Федоровский участок), II — средний (Ново-Евграфовская жила-3, Евграфовский участок), III — нижний (Ново-Евдокиевская жила, Больше-Федоровский участок) горизонты вертикальной колонки околорудноизмененных пород. 2. В числителе — катионы, в знаменателе — анионы.

На основании анализа парагенезисов минералов, взаимоотношений минеральных ассоциаций и последовательности минералообразования с учетом общих и частных физико-химических условий рудоотложения можно сделать следующие выводы. Направленность процесса минералообразования в рудных телах (кварц — сульфиды — карбонаты) и в околорудноизмененных породах (серпидитизация — хлоритизация — карбонатизация) общая, что удовлетворительно объясняется с позиций гипотезы Д. С. Коржинского [1962] об изменении режима кислотности-щелочности при эволюции гидротермальных растворов. О направленности изменения кислотно-основных свойств минералообразующих растворов с определенной условностью можно судить и на основании состава водных вытяжек (см. табл. 25, 26; табл. 43). Анализ приведенных в таблицах данных показывает:

в ходе гидротермального процесса отношение бикарбонат-ионов к ионам хлора в целом возрастает, а следовательно, и среднее значение рН также возрастает к концу рудообразования;

в растворах от ранних минеральных ассоциаций к поздним уменьшается содержание натрия, а содержание калия и серность возрастают, при этом серность достигает максимума в период отложения золото-сульфидной ассоциации;

состав вытяжек зональных кристаллов кварца, рост которых неоднократно возобновлялся на протяжении всего рудного процесса, является как бы усредненным для рудных тел в целом.

Рассмотренный режим гидротермального процесса определенным образом сказался и на проявлении вертикальной зональности минеральных ассоциаций. Так, на верхних горизонтах месторождений преобладает ассоциация ранних сульфидов (пирит + арсенопирит + висмутин (реже)). По падению рудных тел происходит уменьшение количества ранних сульфидов и начинается выделение наряду с поздними сульфидами сульфоантимонитов и антимонита, для отложения которых требуется более щелочная обстановка. Подобная смена минерального состава рудных тел подчеркивается и повышением с глубиной роли $Cu-Sb-Pb-Zn$ ассоциации элементов-спутников золота, $n \cdot 10^{-3}$, %: Cu от 2,0 до 3,2; Sb от 0,7 до 1,75; Pb от 1,0 до 8,6; Zn от 2,0 до 9,9.

При движении к югу от Хавергинского рудного поля отмечается последовательная смена рудной минерализации, приуроченной к определенным тектоническим зонам:

Мордойско-Хавергинской с золотом, арсенопиритом, висмутином, тетрадимитом и полисульфидами. На глубоких горизонтах повышается содержание и разнообразие сульфидов;

Любавинской (Хан-Обо, Любовь, Николаевка) с арсенопиритом, золотом и полисульфидами. На глубоких горизонтах увеличивается роль сурьмяной минерализации;

Южной (кварцевый рудник) с золотом, реже полисульфидами и повышенным содержанием антимонита.

Эта смена минерализации есть не что иное, как горизонтальное отражение вертикальной зональности. Игнорирование этого обстоятельства приводило исследователей к необоснованному выделению в районе двух самостоятельных типов оруденения: «мордойско-хавергинского» и «любавинского», которые, по существу, составляют единое целое. Мордойско-хавергинский тип оруденения — это верхняя, а любавинский тип — нижняя части (горизонты) единой зональной колонки.

Отметим, что при изучении жильных образований было выявлено многократное наложение на первоначально безрудные кварцевые жилы более поздних минеральных ассоциаций в процессе повторных тектонических подвижек на фоне общего направленного процесса развития минерализации в условиях проникновения постепенно меняющихся по химизму растворов и «многократных ритмов образования минералов в жилах и прожилках» [Рундквист, 1963, с. 247]. Изложенный материал подтверждает хорошо известную пульсационную эволюцию рудоотложения, которая четко отмечается на целом ряде месторождений как Забайкалья, так и других провинций Советского Союза [Петровская, 1973].

Все это позволило выявить для рассматриваемого района стадии эволюции рудного процесса. При анализе этой эволюции мы учитывали также и масштабность внутриминерализационных подвижек, определяющих пространственное положение минеральных ассоциаций, их пересечения и возникновение деформационных текстур и структур. Мы согласны с Д. О. Онтоевым [1974, с. 153], который отмечает, «что структурные критерии при разумном их использовании

могут являться вполне надежными для выделения пульсационной природы процесса». В качестве вспомогательного материала использовались температуры образования минеральных ассоциаций, изменения содержания элементов-примесей в различных генерациях одного и того же минерала и т. п.

Установление стадийности процесса рудоотложения — один из важнейших вопросов формирования месторождений. Это неоднократно подчеркивали в своих работах С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, Н. В. Петровская, Г. Ю. Григорчук, З. А. Образцова, А. Д. Щеглов, И. Н. Кига́й, Д. О. Онтоев, Д. В. Рундквист, Б. Кольковский и другие исследователи; много докладов было уделено этому вопросу на Пражской конференции 1965 г., посвященной проблемам постагматического рудообразования. Во многих работах достаточно четко и аргументированно доказывается, что «нет никаких оснований противопоставлять эволюционную концепцию гидротермального минералообразования пульсационной, отвергая последнюю» [Кига́й, 1974, с. 172].

И. С. Рожков и его соавторы под стадией минерализации понимают «...интервал процесса минералообразования, характеризующийся определенными условиями рудоотложения и соответствующими парагенезисами минералов в рудных телах и околорудных измененных породах, являющихся следствием эволюции одной „порции“ растворов в период циркуляции ее по трещинам» [Рожков и др., 1971, с. 208]. Каждая стадия может включать ряд минеральных ассоциаций, возникающих вследствие периодической активизации трещинообразования (внутристадийные подвижки) в процессе эволюции одной порции раствора.

Формирование золоторудной минерализации Верхне-Ононского района протекало в последовательно проявляющиеся стадии (рис. 53):

арсенопирит-кварцевую, объединяющую арсенопирит-пиритовую и кварцевую с альбитом, анортклазом, вольфрамитом и шеелитом минеральные ассоциации;

кварцево-сульфидную, определяющуюся кварцево-арсенопиритовой с пиритом и молибденитом минеральной ассоциацией;

кварцево-турмалиновую, объединяющую кварцево-турмалиновую и кварцево-флогопитовую минеральные ассоциации;

золото-сульфидную, определяющуюся карбонатно-золото-сульфидной минеральной ассоциацией;

кварцево-карбонатную, объединяющую кварцево-карбонатную и халцедоновидно-кварцево-пиритовую минеральные ассоциации.

Следует отметить, что пятистадийный процесс рудоотложения присущ всем важнейшим золоторудным месторождениям Забайкалья, на что, в частности, указывается в работе Г. Ю. Григорчук и соавторов [1971]. Нам представляется, что многостадийность, очевидно, является неотъемлемой чертой развития месторождений, формирующихся в беспокойной тектонической обстановке областей активизации. Как отмечает И. Н. Кига́й [1974, с. 173], «частота периодов

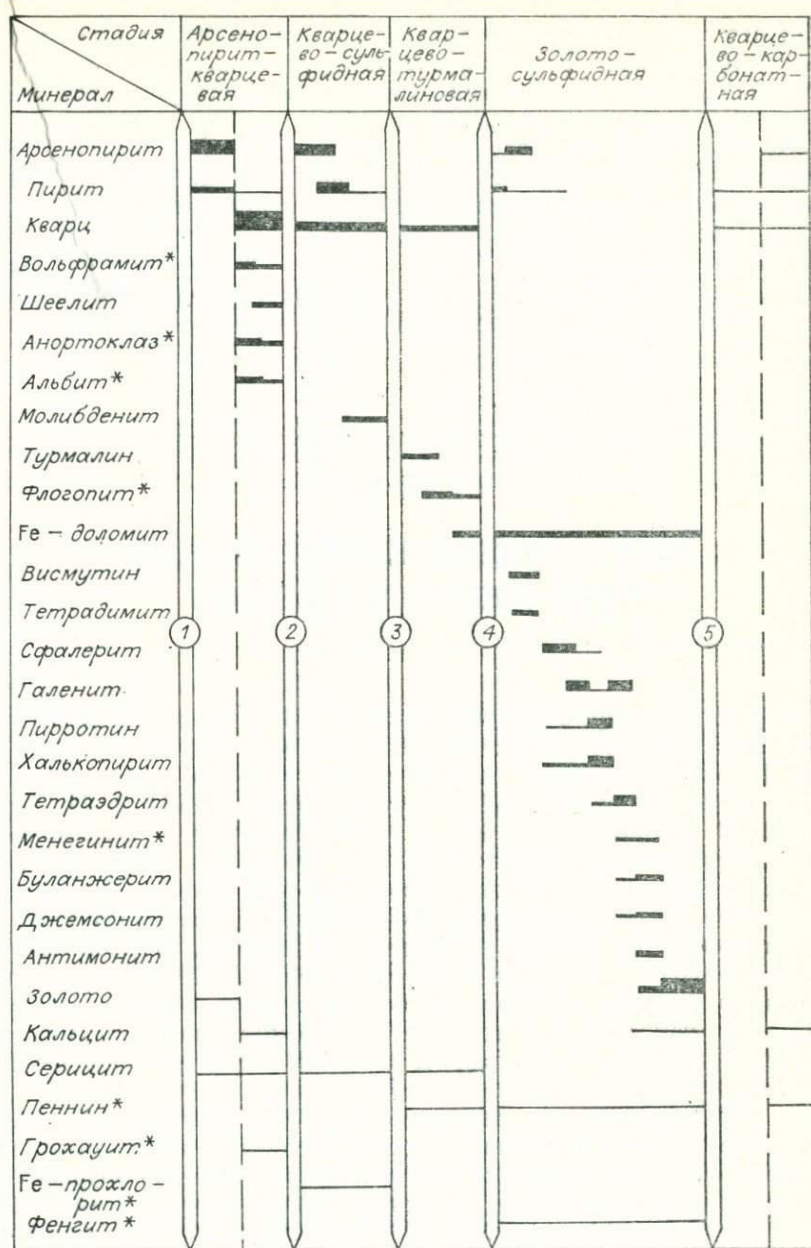


Рис. 53. Схема последовательности выделения гипогенных минералов Верхне-Оонского района.

1—5 — дорудные (1), ранние внутрирудные (2), становление даек диорит-порфиров (3), 4 — внутрирудные нарушения, 5 — поздние внутрирудные нарушения. Звездочкой помечены минералы, обнаруженные в этом районе впервые.

активного тектогенеза дизъюнктивного типа может во многих случаях, особенно при постмагматическом рудообразовании, регулировать возобновление потоков гидротермальных растворов и тем самым количество стадий минерализации».

Анализ последних позволяет, согласно Н. В. Петровской [1973], выделить два основных типа продуктивных ассоциаций: «тип перемменно-продуктивных ассоциаций» — это арсенопирит-пиритовая ассоциация; «тип постоянно-продуктивных ассоциаций» — это золото-сульфидная ассоциация. Таким образом, подтверждается вывод Н. В. Петровской о том, что отложение золота в большинстве месторождений происходит в одну-две рудные стадии.

Глава 3

Золоторудная минерализация Тура-Илинского района

Первые сведения о коренном золоте района относятся к 1879 г., когда начались геологические исследования Илинского рудного поля. Из опубликованных сводок по его геологии можно указать работы В. А. Обручева [1916], М. К. Косыгина [1942], А. М. Кузьмина, Г. В. Шубина [1963, 1966], Б. Н. Лашина и И. Н. Широких [1981]. При рассмотрении генезиса золоторудной минерализации основное внимание уделялось природе брекчий: продукт ли это вулканического процесса или результат дифференцированного тектонического дробления. Что касается других вопросов, то здесь уместно привести выводы, сделанные В. В. Нечпаевым в 1958 г. о том, что «погоня» за рудными столбами при незнании закономерностей их расположения, неправильное представление о морфологии рудных тел и распределении золота привело к неверной постановке геолого-разведочных и эксплуатационных работ.

В 1959—1960 гг. при выполнении геолого-структурной съемки мы уделяли большое внимание вопросам геологии, минералогии, петрографии, структуры, условий и характера локализации оруденения; проводились геофизические, геохимические и гидрогеохимические исследования [Кузьмин, Шубин, 1966]. Наконец, в 1961 г. были выполнены также работы на Дыбыксинском участке (западный фланг Илинского рудного поля), которые позволили охарактеризовать процессы, непосредственно сопровождавшие отложение золота или предшествовавшие ему. Анализ полученного по Дыбыксинскому участку материала позволил выделить новый тип золотого оруденения [Коробейников, Шубин, 1963, 1969, 1971].

ИЛИНСКИЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ

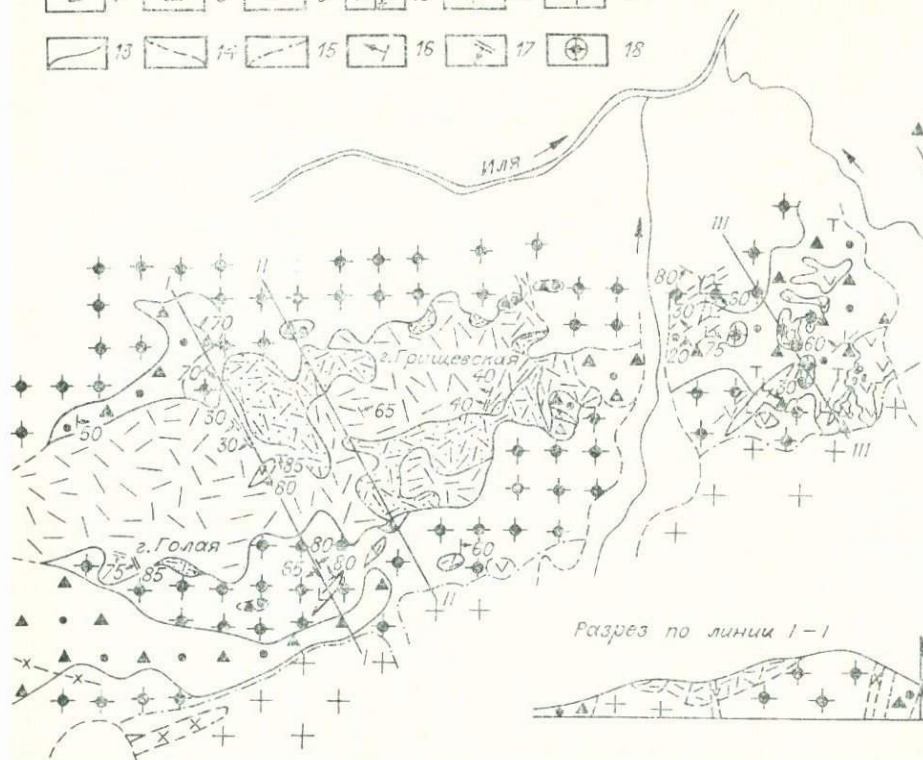
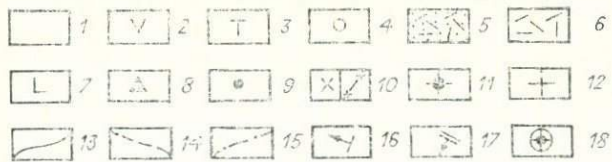
Илинское рудное поле располагается в среднем течении р. Иля. Пространственно оно приурочено к крупной зоне повышенной трещиноватости восток-северо-восточного простирания, которая рассекает поле гранитоидных пород кыринского комплекса. Его можно разделить на три части: восточную, объединяющую участки горы Байц и Золотой горки, центральную (гора Грищевская) и западную — Дыбкисинский участок.

В геологическом строении рудного поля (рис. 54) принимают участие нижнемезозойские гранитоидные породы, среднемезозойские эффузивные и интрузивные образования, представленные фельзит-порфирами, фельзитами, кварцевыми порфирами в покровном залегании, штокообразными и дайкообразными телами кварцевых диорит-порфиритов, диоритов, лейкократовых гранитов и серией даек кварцевых порфиров и микродиорит-порфиритов [Кузьмин, Шубин, 1963, 1966].

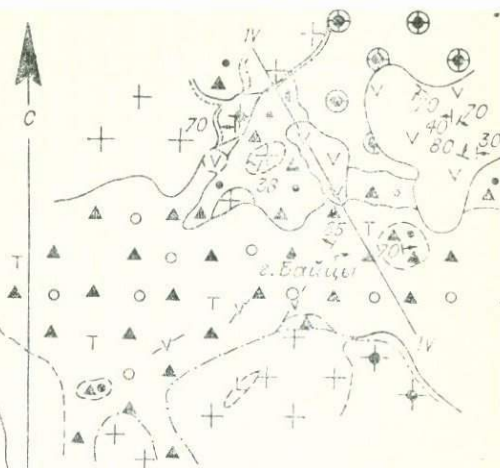
Нижнемезозойские магматические образования в рудном поле представлены широко распространенными средне- и крупнозернистого сложения гранитами и гранодиоритами кыринского комплекса. В глубинных частях магматических тел (по данным скважин и подземных горных выработок) крупные выделения щелочного полевого шпата встречаются чрезвычайно редко. В описываемых магматических породах часты шлировые выделения, достигающие 1 м в длину и 0,5 м в ширину и сложенные темноцветными минералами. Простирание этих образований 270—290° с падением на северо-восток под углом 60—65°. Наблюдения за распределением темноцветных минералов в гранитах показали, что биотит — один из поздних минералов, особенности его проявления весьма сходны с проявлениями биотитов в гранитах Любавинского рудного поля.

Минералогический состав гранитов таков: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка, магнетит, апатит, циркон и монацит. Широко распространены постмагматические минералы, особенно мусковит, немного меньше — турмалин, хлорит, а также продукты замещения полевых шпатов (пелит, серицит) и биотитов (рутил, рудный). Иногда отмечается отсутствие или преобладание того или иного порообразующего минерала, чаще всего биотита или калиевого полевого шпата. В этих случаях намечается переход от нормальных биотитовых гранитов, с одной стороны, в лейкократовые граниты, а с другой — в темноокрашенные биотит-плагиоклазовые гранодиориты, почти лишенные калиевого полевого шпата. Характер развития порообразующих минералов приведен в работе [Кузьмин, Шубин, 1966]. Химический состав и количественно-минералогический подсчет главнейших порообразующих минералов показывают близкое сходство описываемых пород с гранитами Евграфовского штока Любавинского рудного поля (табл. 44).

Вслед за раскристаллизацией гранитов произошло становление дайковых пород — аплитов и аплит-пегматитов. В гидротермальную



Разрез по линии I-I



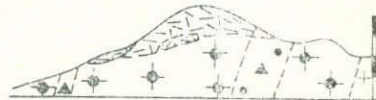
Разрез по линии IV-IV



Разрез по линии III-III



Разрез по линии II-II



Химический и количественно-минералогический состав магматических пород и сопоставление с породами Любавинского рудного поля

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	65,84	0,40	15,72	0,94	2,30	0,07	1,70	2,73	2,55	4,49	0,15	0,09	2,10	99,08
2	64,36	0,58	15,52	1,63	3,27	0,10	2,54	2,92	2,53	4,35	0,08	0,18	0,72	99,78
3	64,42	0,23	14,79	0,14	2,80	0,18	1,52	2,8	3,92	3,69	—	0,15	0,67	95,31
4	68,46	0,74	14,94	1,14	2,42	0,06	1,46	2,76	2,76	2,61	—	—	0,72	98,07
5	67,38	0,73	14,68	0,98	2,16	0,05	1,34	2,68	2,68	3,20	—	—	2,63	98,51
6	66,12	0,54	15,30	1,53	3,03	0,05	2,10	4,1	3,44	3,22	—	—	0,62	100,11
7	64,65	0,28	14,96	0,41	3,24	0,10	2,37	4,21	4,29	3,38	—	0,60	0,22	98,71
8	64,74	1,11	14,76	1,51	2,77	0,06	2,43	3,87	3,71	3,82	—	—	0,68	99,46
9	65,02	1,16	15,12	1,44	2,42	0,06	1,46	2,76	4,20	2,61	—	—	0,72	96,97
10	73,76	0,48	14,22	1,07	0,56	0,02	0,68	0,60	5,94	1,00	—	0,14	1,20	99,67
11	73,98	0,45	14,08	1,16	0,78	0,01	0,78	0,60	5,96	1,03	—	—	0,88	99,74

Числовые характеристики													
	a	c	b	s	f'	m'	t	φ	n	c'	Q	a/c	
Евграфовский шток, Любавинское рудное поле (среднее из 9 анализов)	12,8	4,1	7,7	75,4	46,5	46,5	0,63	10,5	69,0	7,0	21,1	3,1	
Граниты Ильинского рудного поля (среднее из 9 анализов)	12,8	3,5	6,9	75,6	46,7	41,9	0,85	11,5	59,1	8,2	21,8	3,8	

Количественно-минералогический состав, %: плагиоклаза — 26,7; ортоклаза — 36,4; кварца — 22,9; темпоцветных и аксессуарных — 14,0.

Результаты спектральных анализов гранитов (%): Be — 0,001; Ga — 0,001; Cu — 0,001; Pb — 0,01; As — сл.; V — 0,01; Ni — 0,001; Y — 0,01; Yb — сл.; Zr — 0,01; Co — сл.; Cr — 0,01; Sn — 0,001. Аплитов: Be, Ga, Cu, V, и Yb — 0,01%; Pb, Y и Zr — 0,001%.

стадию формировались кварцево-полевошпатовые жилы. Все эти образования имеют северо-восточное простирание, небольшую мощность и представляют собой непосредственные производные гранитов.

Среднемезозойские эффузивные и пирокластические образования. В центральной части рудного поля, непосредственно на горе Грицевской, описываемые образования представлены широко развитыми фельзит-порфирами, фельзитами, реже кварцевыми порффирами и их туфами; небольшие поля эффузивов встречены на северо-восточном склоне Золотой горки и на Дыбыксинском участке.

Рис. 54. Схема геологического строения Ильинского рудного поля.

1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые диорит-порфиры, диориты, микродиорит-порфиры; 3 — турмалинизация; 4 — окварцевание; 5 — туфы; 6 — фельзиты, фельзит-порфиры; 7 — кварцевые порфиры; 8 — катаклазиты, тектонические брекчии; 9 — серицитизация, березитизация; 10 — аплиты, аплит-негматиты; 11 — катаклазированные граниты; 12 — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 13, 14 — прослеженные (13) и предполагаемые (14) геологические границы; 15 — предполагаемая граница зоны разлома; 16, 17 — элементы залегания трещиноватости (16) и ленточности фельзитов (17); 18 — лейкократовые граниты.

Широко распространенные в Даурской зоне вулканогенные образования, к которым относятся и эффузивы горы Грицевской, изучали Е. В. Барабашев, Т. М. Дембо, К. Д. Клеменченко, М. К. Косыгин, М. С. Нагибина, В. В. Стерченко, Д. С. Соколов, Н. А. Грущева, Н. А. Фогельман, Л. И. Шеманский, Г. В. Шубин, Б. Н. Лапин, И. Н. Широких и многие другие. Эффузивная толща, как отмечает И. Н. Томсон [1963], формировалась на заключительных этапах развития мезозойской остаточной геосинклинали. В настоящее время эффузивы считаются верхнеюрскими, поскольку перекрывают среднеюрские конгломераты и сами, в свою очередь, перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего мела.

Весьма важен вопрос о строении и форме залегания вулканогенных образований горы Грицевской. Результаты проведенных нами детальных работ позволяют утверждать, что вулканогенные образования горы Грицевской выполнили сравнительно неширокую и неглубокую корытообразную долину, врезанную в граниты. Это подтверждается полевыми наблюдениями за соотношением выходов фельзитов и гранитов по рельефу, за элементами залегания полосчатости и флюидалности, которые имеют веерообразный характер простираения от северо-восточного до северо-западного с углами падения от 30 до 70°, что указывает на возможное северо-западное направление течения лавы эффузивов со стороны горы Алханай. К такому же выводу о месте центра излияния эффузивов позже пришли В. В. Аристов, В. Н. Королев, И. Я. Смутьский [1962] и Б. Н. Лапин, И. Н. Широких [1981], которые дают ряд объективных доказательств существования мезозойского стратовулкана Алханай, располагавшегося в 15—20 км к юго-востоку от горы Грицевской.

Приведенные выше данные, характер пирокластических образований (см. ниже), результаты бурения, а также анализ геологической карты района показывают, что центр излияния был удален от площади Илинского рудного поля в юго-восточном направлении (в пределах горы Алханай) и что мы имеем дело с покровным залеганием эффузивов, мощность которых от 80 до 220 м. На западном и восточном склонах горы Грицевской с помощью многочисленных шурфов и мелких скважин было установлено уменьшение мощности покрова до 4—6 м. Покровное залегание эффузивов горы Грицевской, помимо обилия туфов, подтверждают и особенности контактов: в нижней части водораздела или в естественных разрезах выходят более древние породы (гранит), а на самом водоразделе развит эффузивно-туфовый комплекс размытого покрова.

Зона разлома, к которой приурочено Илинское месторождение, в 200—300 м к западу от него уходит под покров эффузивов и продолжается далее в западном направлении от горы Грицевской. Материалы, полученные из глубоких скважин, пробуренных на горе Грицевской, многочисленных шурфов и мелких скважин по восточному склону горы, а также из выработок шахты подтверждают, что эффузивы подстилаются сильно катаклазированными и брекчированными гранитами; последние прослеживаются как к северу, так и к югу и западу от поля эффузивных образований.

Эти и другие факты, как будет показано далее, не позволяют нам рассматривать образования горы Грицевской как остатки слоистого вулкана или как экструзивный массив [Обручев, 1961; Фогельман, 1968].

Эффузивы горы Грицевской представлены главным образом фельзит-порфирами, которые очень разнообразны как по окраске, так и по структуре. Окраска пород как результат диагенеза в поверхностных условиях изменяется от светло-серой через желтоватые, буроватые и зеленоватые тона до серой и темно-серой. Часто можно видеть перемежающиеся окраски в одном и том же образце, что лишний раз подчеркивает тонкую и грубую ленточность этих образований. Наиболее распространены светлые тона, а также фиолетовые разности, которые чаще встречаются на юго-западных склонах горы Грицевской.

По текстурным и структурным особенностям среди фельзит-порфиров можно выделить разности с фельзитовой, микрофельзитовой, микропайкеллитовой, гранофировой, сферолитовой и флюидальной основной массой. Обычно встречаются одна или две взаимопереходящие или перемежающиеся структуры. Среди фельзитов и фельзит-порфиров обнаружены сферолитовые образования, представляющие собой определенную структурную разновидность. При изучении сферолитов мы выделили сферокристаллы и каплеобразные сферолиты [Шубин и др., 1962].

Сравнение химических анализов сферолита и межсферолитовой массы показывает, что сферолиты содержат больше кремнезема (81% против 78,8%), меньше щелочей (6,4% против 7,62%), железа (1,11% против 1,31%) и окиси алюминия (9,97% против 10,94%), хотя в целом состав фельзитов щелочной полевошпатовый с равным количеством кремнезема. Согласно классификации А. Н. Заварицкого, данные породы можно отнести к риолитовым порфирам.

Пирокластические породы играют большую роль в строении вулканогенных образований горы Грицевской и обычно залегают в пониженных и краевых частях поля фельзит-порфиров. Среди них можно выделить псаммитовые кристаллокластические, псаммитовые литокластические, псефитовые кристаллокластические, псефитовые литокластические и агломератовые. Основная цементирующая масса — микрофельзитовая слабо раскристаллизованная.

Анализ величины обломков туфов, как известно, позволяет судить о положении центров извержения. Изучение вулканогенных пород района, характер изменения мощностей этих пород по Забайкалью [Нагибина, 1950], особенности обломков в туфах района показывают, что центр вулканической деятельности был удален от площади Илинского рудного поля и находился в пределах горы Алханай. Петрографическое описание вулканогенных пород горы Грицевской дано нами в работе [Шубин и др., 1962].

Что касается тектонической характеристики эффузивных образований горы Грицевской, то кроме особенностей залегания в фельзитах выявлены трещины различных элементов залегания (рис. 55). Наиболее распространены трещины с простиранием СЗ 310—320°

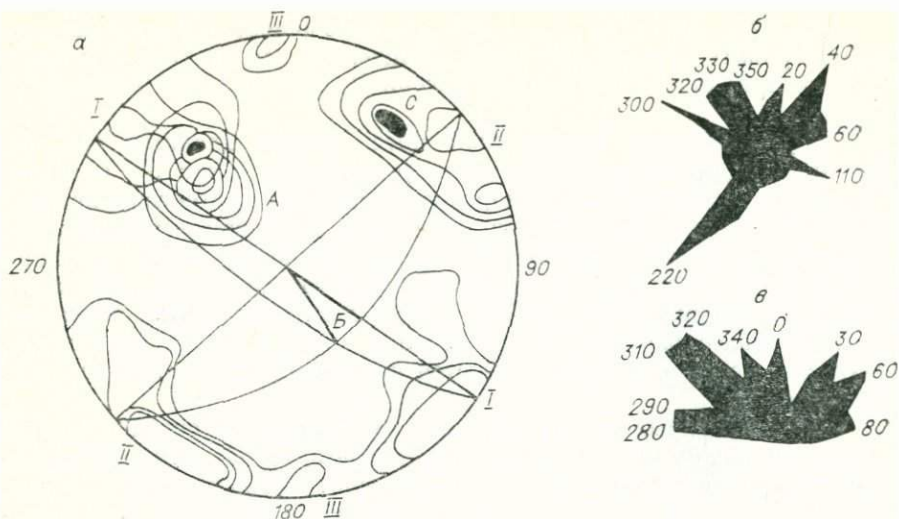


Рис. 55. Диаграммы трещиноватости тектонитов (а) и эффузивов (б — по падению, в — по простиранию) в карьерах участка Золотая горка. А — область элементов залегания отработанных рудных столбов; Б — линия сопряжения трещин систем I и II; С — центр максимумов с высокой плотностью точек (350 замеров).

и углами падения на юго-запад от 30 до 75°. Следует отметить, что азимут падения, ленточности и флюидалности покрова фельзитов также направлен на юго-запад под углом от 30 до 70°. Таким образом, наиболее развитая система трещин в фельзитах приурочивается к элементам направления течения фельзитовой лавы.

Среднемезозойские интрузивные образования. Рассмотрим штокообразные и дайкообразные тела кварцевых диорит-порфиритов, диоритов, лейкократовых гранитов и серию даек кварцевых порфиров и микродиорит-порфиритов. Все эти магматические образования принимаются геологами как эталон верхнеюрского интрузивного комплекса северо-восточной части Даурской зоны.

Кварцевые порфиры представлены круто- и пологопадающими, часто ветвящимися телами незначительной протяженности мощностью 12—20 м как с прямолинейными, так и с извилистыми контактами. Они приурочены в основном к тектоническим нарушениям северо-восточного направления с падением на северо-запад под углом 40—60° и занимают секущее положение по отношению к гранитам. Химический состав кварцевых порфиров приведен в табл. 45, а результаты спектральных анализов — на рис. 56. При изменении кварцевых порфиров (см. табл. 45) в результате гидротермальных процессов происходит привнос серы, понижается содержание кремнезема, заметно увеличивается количество магния и кальция, возрастает содержание воды и углекислоты. Ближе к кварцевым порфирам по своим петрохимическим особенностям (табл. 46) стоят лейкократовые, резко порфиroidные граниты, представленные небольшим штокообразным телом на восточном склоне горы Байц.

Химический состав кварцевых порфиров, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П. л. п.	Сумма
1	73,34	0,42	13,86	1,79	0,52	0,05	0,45	0,85	3,37	4,31	—	—	1,15	100,11
2	75,64	0,24	13,14	1,49	0,43	0,01	0,5	0,4	3,37	3,76	—	—	1,07	100,05
3	75,4	0,21	13,14	1,20	0,86	Сл.	0,8	0,3	3,53	3,82	—	—	0,71	99,97
4	74,33	0,25	13,5	2,08	0,47	»	0,5	0,13	3,54	4,29	—	—	1,00	100,09
5	73,66	0,25	13,85	1,36	0,91	»	0,17	0,13	3,37	4,88	—	—	1,08	99,66
6	72,60	0,21	14,40	2,04	0,43	0,01	0,25	0,15	3,19	5,61	—	—	0,98	99,87
7	72,78	0,29	14,13	2,84	0,16	0,03	0,41	0,32	3,37	4,50	—	—	1,15	99,3
8	71,78	0,29	15,0	2,09	0,14	Сл.	0,07	0,24	2,40	5,79	—	—	1,74	99,54
9	66,74	0,29	18,12	1,37	0,83	0,05	0,49	0,83	—	6,52	0,08	1,27	2,66	99,25

Примечание. Анализ 9 — измененный кварцевый порфир.

Для кварцевых диорит-порфиров и диоритов наиболее характерны штокообразные тела, которые были вскрыты многочисленными горными выработками в разных участках рудного поля. Наряду с этим указанные породы совместно с микродиорит-порфиритами представлены комплексом жильных образований, приуроченных к мелким трещинам различного простираения. Эти разности пород образуют в ряде случаев систему отдельных даек протяженностью не более 50—100 м при мощности от 0,5 до 4,0 м. В зависимости от количества в породах авгита, биотита или роговой обманки можно выделить соответствующие разности кварцевых диорит-порфиров. Химический состав описанных выше пород приведен в табл. 46, 47, а результаты спектральных анализов — на рис. 56.

При исследовании диоритов из района горы Байц нами [Кузьмин, Шубин, 1966; Шубин, 1964; Шубин и др., 1973] был отмечен аутометасоматоз, связанный со становлением интрузии диоритового состава, прорывающей лейкократовые порфировидные граниты, а именно: проявление раннего кремниево-калиевого и более позднего существенно натриевого метасоматоза, бывших предвестниками послемагматических процессов, давших золотое оруденение. При этом

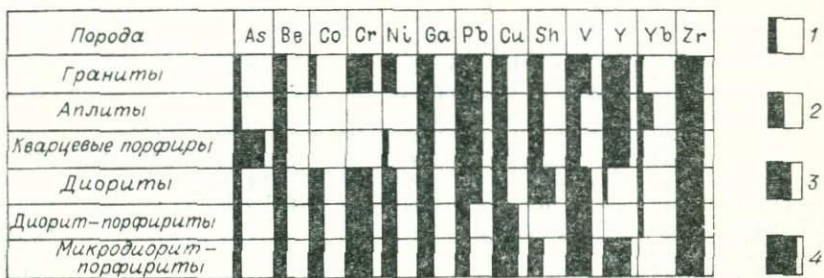


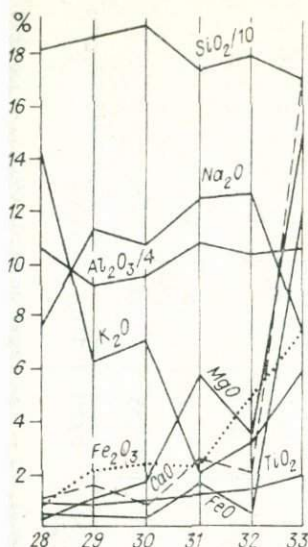
Рис. 56. Распределение элементов-примесей в интрузивных образованиях, %: 1 — 0,1, 2 — 0,01, 3 — 0,001, 4 — следы.

Химический состав магматических пород Илинского рудного поля, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П. п. л.	Сумма
<i>Лейкократовые порфировидные граниты горы Байц</i>														
1	71,95	0,30	14,68	1,64	0,56	0,01	0,58	0,89	3,71	4,44	—	—	0,70	99,46
2	71,22	0,23	15,21	1,11	0,60	0,02	0,48	1,42	3,87	4,56	—	—	0,76	99,48
3	73,78	0,21	15,20	1,65	—	0,01	0,74	0,25	3,37	4,19	—	—	0,94	100,34
4	71,86	0,33	14,32	2,21	0,64	0,01	0,66	0,57	3,37	4,26	—	—	1,31	99,55
5	73,4	0,21	14,04	1,77	0,64	0,01	0,15	0,38	3,48	4,51	—	—	1,72	100,34
6	73,98	0,25	15,12	0,50	0,51	0,01	0,29	0,25	3,82	4,23	—	—	0,84	99,80
7	73,44	0,21	14,4	0,85	0,82	0,02	0,42	1,12	3,64	4,17	—	—	1,14	100,22
8	73,60	0,10	13,26	—	1,87	0,10	0,34	1,12	2,47	5,45	—	—	1,08	99,39
9	74,18	0,29	14,4	1,31	0,52	0,01	0,45	0,38	3,14	4,48	—	—	0,68	99,84
<i>Кварцевые диоритовые порфириты Золотой горки</i>														
1	66,29	0,51	15,35	1,36	2,95	0,06	2,08	2,46	3,71	3,23	—	—	2,05	99,5
2	56,54	0,57	15,09	1,83	3,27	0,09	3,42	5,07	1,46	3,78	0,19	3,2	5,40	99,91
3	58,96	0,83	16,92	1,92	4,38	0,13	3,90	5,42	3,51	1,53	—	—	2,05	99,55
4	54,06	0,58	15,87	2,09	4,92	0,14	4,46	5,27	1,61	3,15	0,21	3,12	4,10	99,59
<i>Авгит-роговообманковые микродиорит-порфириты Золотой горки</i>														
1	53,33	0,54	13,94	1,81	3,95	0,21	5,13	6,31	2,98	2,51	0,46	0,63	5,9	98,1
2	52,99	0,54	13,26	1,84	4,17	0,14	5,11	7,57	3,01	2,34	0,52	1,19	5,82	98,5
3	53,06	0,92	15,35	2,68	4,56	0,14	4,32	5,71	2,26	3,35	0,55	0,25	6,18	99,3

Химический состав штокообразного диоритового тела горы Байц, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. л.	Сумма
1	72,96	0,51	14,4	1,22	0,34	0,02	1,17	0,73	5,4	1,09	1,66	99,60
2	68,3	0,21	17,28	1,00	1,12	0,01	0,64	5,68	5,4	3,43	0,62	99,69
3	63,7	0,76	16,92	3,38	1,34	0,03	1,93	3,36	4,72	1,71	1,92	99,77
4	63,38	0,6	16,92	2,78	1,77	0,02	1,82	4,73	5,0	1,21	1,30	99,58
5	66,74	0,65	16,74	1,81	0,91	0,04	1,0	3,10	4,94	2,24	1,58	99,75
6	66,42	0,56	16,02	2,42	1,3	0,02	1,28	3,79	4,43	2,61	0,78	99,63
7	63,98	0,84	14,95	1,95	1,51	0,03	4,05	4,82	4,87	0,64	1,85	99,49
8	64,54	0,66	15,45	—	2,42	0,02	3,64	4,85	5,4	0,59	2,01	99,8
9	63,9	0,74	15,36	2,13	1,9	0,05	3,06	3,9	4,22	2,74	1,39	99,39
10	62,68	0,69	15,12	2,4	3,02	3,02	2,67	3,98	3,2	3,69	2,14	99,62
11	61,42	0,81	16,74	1,88	1,55	0,04	3,78	6,2	4,04	1,58	1,74	99,78
12	51,1	0,74	15,67	2,64	3,84	0,08	4,43	6,46	3,59	1,78	1,48	99,81
13	59,9	0,98	18,8	2,94	2,25	0,02	2,22	5,07	4,92	1,76	1,26	100,12
14	57,78	0,84	15,86	2,75	4,06	0,07	5,7	6,34	3,73	1,7	1,44	99,67
15	57,58	0,72	16,28	2,6	4,48	0,1	5,39	6,09	2,45	2,13	1,8	99,66
16	57,66	0,72	16,2	3,09	3,6	0,07	4,89	5,6	4,05	2,34	1,8	100,05
17	58,04	0,77	15,93	3,47	3,30	0,07	4,48	6,53	3,96	1,88	0,92	99,95



№ анализа	32	30		35	35	55
% Пл	18,50	7,60	0	23,30	34,10	57,60
% Кв, Пш	75,70	92,40	100,00	74,50	54,3	10,80
% кремич.	5,80	0	0	2,20	11,60	32,60
d	2,54	2,58	2,64	2,47	2,50	2,90

Рис. 57. Диаграмма химического и вещественного изменения диоритов и габбро при аутометасоматозе.

28 — граниты; 29, 30 — граниты в области контакта; 31, 32 — измененные диориты и 33 — диориты; d — объемный вес.

в период кремнево-калиевого метасоматоза шло увеличение содержания кварца и калиевого, реже калинатрового полевого шпата при прогрессирующем уменьшении содержания плагиоклаза и темноцветных. В период последующего, преимущественно натриевого, метасоматоза происходило резкое уменьшение основности плагиоклаза, развитие альбита и дальнейшее уменьшение количества темноцветных минералов. Позже в контактовой зоне диоритов отлагался сильно плеохрозирующий мелкочешуйчатый биотит. На рис. 57 приведена диаграмма химического и вещественного изменения двух контактирующих пород в ходе аутометасоматоза. Пересчеты произведены по методу Н. Н. Наквника (табл. 48).

Довольно близкие явления были отмечены Рейнольдс для контактовой зоны базальтового силла, Гейером и Эскола в контактах диабазов, долеритов с гнейсогранитами, репакиви и т. п. для ряда районов Финляндии и Швеции [Менерт, 1963]. Кремнево-калиевый метасоматоз отчетливо наблюдается не только в контактовой зоне, но и далеко за пределами контакта (100—150 м) в сторону массива диоритов. Это указывает на то, что действие растворов при становлении диоритовой магмы носило характер широкого фронтального прощитывания. Необходимо отметить, что аналогичное проявление метасоматоза наблюдается и в некоторых телах жильных диорит-порфиритов в Золотой горке.

Анализируя химические и минералогические особенности пород ряда диорит-порфиритов и диоритов, можно констатировать, что они, несмотря на некоторые структурно-минералогические различия, обусловленные спецификой динамических условий кристаллизации, образуют единую серию генетически связанных пород, что отчетливо видно на векторной диаграмме (рис. 58). С помощью элементарной диаграммы В. И. Лодочникова (см. рис. 58) можно было более наглядно проследить процесс дифференциации единой родоначальной известково-щелочной магмы (величина индекса Пиккока: $\text{SiO}_2 = 58,3$, $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,5$) при формировании всех главных породообразующих компонентов дайковой серии пород. Вариационная диаграмма для описываемых дайковых пород

Баланс вещества при изменении гранитов и диоритов

Компонент	Обр. 28, об. вес 2,54			Обр. 29, об. вес 2,58				Обр. 30, об. вес 2,64			
	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г	Привнос (+), вынос (-)	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г	Привнос (+), вынос (-)
SiO ₂	71,40	71,87	183,6	72,70	72,60	187,3	+3,7	72,54	72,55	191,9	+8,3
Al ₂ O ₃	16,41	16,51	42,0	16,21	16,18	41,7	-0,3	16,39	16,39	43,31	+1,31
FeO	0,18	0,18	0,47	0,18	0,18	0,47	—	0,14	0,14	0,37	-0,1
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03	0,08	+0,08
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,07	0,03	0,03	0,07	—	0,03	0,03	0,08	+0,01
TiO ₂	0,27	0,27	0,69	0,34	0,34	0,88	+0,19	0,39	0,39	1,03	+0,34
Fe ₂ O ₃	0,32	0,32	0,76	0,80	0,80	2,06	+1,30	0,89	0,89	2,34	+1,58
CuO	0,40	0,40	1,02	0,61	0,61	1,57	+0,55	0,33	0,33	0,87	-0,15
MgO	0,12	0,12	0,30	0,39	0,39	1,01	+0,70	0,61	0,61	1,61	+1,30
SO ₃	0,08	0,08	0,20	0,08	0,08	0,21	+0,01	0,01	0,01	0,26	+0,06
K ₂ O	5,79	5,84	14,85	2,41	2,40	6,20	-8,65	2,68	2,68	7,13	-7,72
Na ₂ O	2,91	2,93	7,44	4,39	4,37	11,28	+3,84	4,07	4,07	10,74	+3,30
П. и. и.	1,44	1,45	3,68	2,02	2,02	5,22	+1,54	1,88	1,88	4,97	+1,29

Компонент	Обр. 31, об. вес 2,47				Обр. 32, об. вес 2,50				Обр. 33, об. вес 2,79		
	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г	Привнос (+), вынос (-)	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г	Привнос (+), вынос (-)	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г
SiO ₂	70,42	70,69	174,61	+8,11	72,08	71,52	180,0	+13,5	57,68	57,36	166,5
Al ₂ O ₃	15,17	15,25	37,63	-9,57	15,09	14,94	36,35	-10,85	16,28	6,26	47,2
FeO	0,72	0,72	1,78	-11,15	0,18	1,18	0,45	-12,98	4,48	4,46	12,93
MnO	0,03	0,03	0,07	-0,22	0,03	0,03	0,07	-0,21	0,10	0,10	0,29
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,27	-0,28	0,10	0,10	0,25	-0,30	0,19	0,19	0,55
TiO ₂	0,50	0,50	1,23	-0,85	0,58	0,58	1,45	-0,63	0,72	0,72	2,08
Fe ₂ O ₃	0,85	0,85	2,09	-5,43	1,88	1,86	4,66	-2,46	2,60	2,59	7,52
CuO	0,94	0,94	2,32	-15,26	0,82	0,82	2,04	-17,54	6,09	6,07	17,58
MgO	2,38	2,39	5,90	-9,65	1,29	1,28	3,20	-12,35	5,39	5,37	15,55
SO ₃	0,10	0,10	0,25	-0,13	0,10	0,10	0,25	-0,13	0,13	0,13	0,38
K ₂ O	0,86	0,86	2,12	-4,00	1,28	1,27	3,18	-2,84	2,13	2,12	6,12
Na ₂ O	5,10	5,13	12,68	+5,60	5,16	5,12	12,80	+5,72	2,45	2,44	7,08
П. п. п.	2,38	2,40	5,93	+0,71	2,24	2,22	5,60	+0,38	1,80	1,80	5,22
С у м м а	99,56	100,0	247,0	+14,42 -56,54	100,83	100,0	250,0	+19,6 -60,79	99,94	100,0	289,0

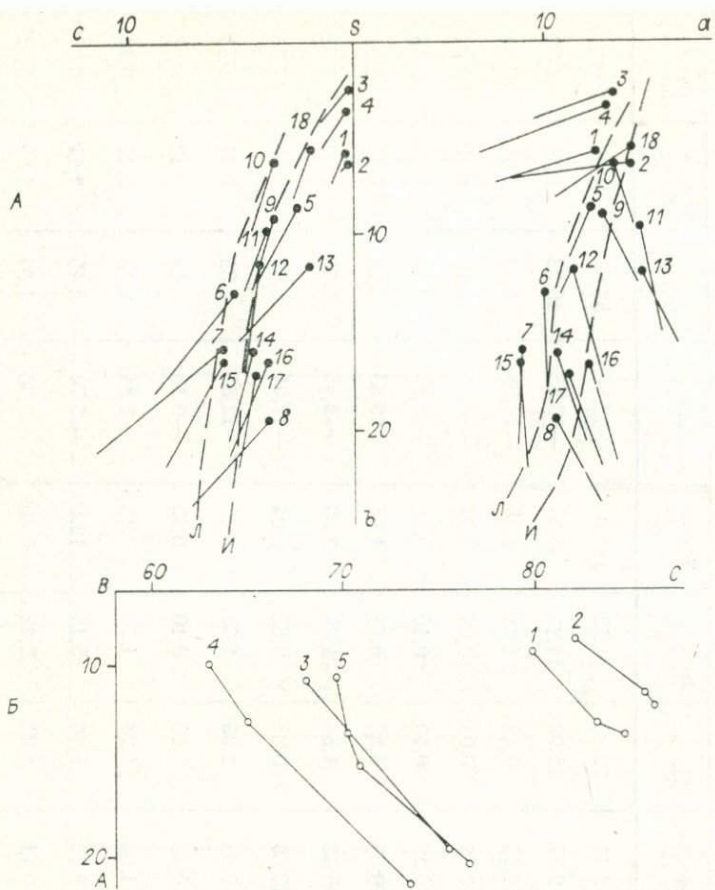


Рис. 58. Диаграммы состава дайковых пород Илинского рудного поля.

А — химический состав даек. Вариационные линии ассоциаций пород: Л — тип Лассен-Пик, И — тип Йеллоустонского парка. Кварцевые порфиры: 1 — среднее из ан. 1—4, 2 — среднее из ан. 5—8, см. табл. 45. Лейкократовые порфиросидные граниты: 3 — среднее из ан. 1, 2, 7, 8, 4 — среднее из ан. 3, 4, 5, 6, 9, см. табл. 46. Кварцевые диоритовые порфиры: 5 — ан. 1, 6 — среднее из ан. 2, 3, 7 — анализ 4, см. табл. 46. Авгит-роговообманковые микродиорит-порфиры: 8 — среднее из ан. 1—3, см. табл. 46. Диориты (см. табл. 47): 9 — ан. 3, 10 — ан. 6, 11 — среднее из ан. 8, 9, 13, 12 — среднее из ан. 7—11, 13 — ан. 10, 14 — ан. 12, 15 — ан. 15, 16 — ан. 16, 17 — среднее из ан. 14—17, 18 — среднее из ан. 1, 2, 5. Б — средний состав дайковых пород: 1 — лейкократовый порфиroidный гранит, 2 — кварцевый порфир, 3 — кварцевый диоритовый порфирит, 4 — авгит-роговообманковый микродиорит-порфирит, 5 — диорит.

близка к подобной диаграмме позднемезозойской андезит-диорит-гранодиоритовой ассоциации Юго-Восточного Забайкалья [Соловьев, 1968] (рис. 59). Направление и характер дифференциации родоначальной магмы при формировании дайковых пород можно оценить по диаграмме, где фигуративные точки пород ложатся близ плавной кривой, указывающей на последовательное развитие серии от пород, богатых щелочами, к породам с повышенным содержанием железа (см. рис. 59).

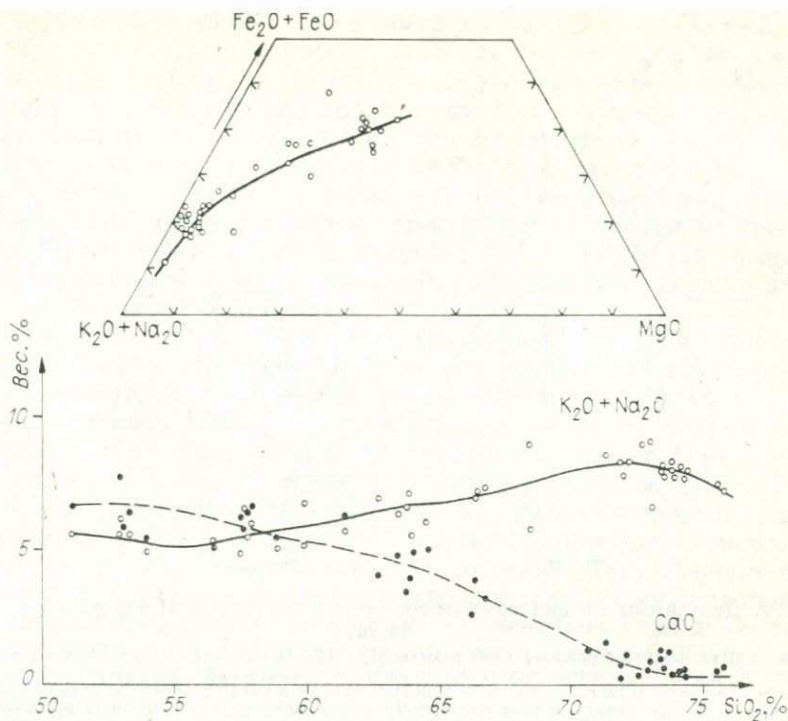


Рис. 59. Вариационные диаграммы дайковых пород Илинского рудного поля (темные и светлые кружки—химические анализы).

Изучение описываемых интрузивных образований позволило выявить группу сквозных элементов-примесей (см. рис. 56), таких как Be, Ga, Pb, Sn, V, Zr, Cu, As, сопровождавших весь ход процесса интрузивного магматизма. При этом эволюция магмы, вследствие дифференциации расщепления единого глубинного очага, во времени шла от кислых к основным разностям.

На основании наблюдений над пересечениями, степенью изменения и положения в структурах наблюдается такая последовательность формирования среднемезозойских интрузивно-эффузивных образований: эффузивы и туфы; штокообразные тела лейкократовых порфировидных гранитов и дайки кварцевых порфиров; жильные и штокообразные тела кварцевых диорит-порфиров, диоритов и дайки микродиорит-порфиров со следами калиево-натриевого автометасоматоза, за которыми и последовали гидротермальные рудные растворы.

Тектонические особенности рудного поля

В связи с тем, что зона разлома, к которой приурочено Илинское рудное поле, рассекает граниты, естественно возникает вопрос о связи и взаимоотношении тектонических элементов разлома с первичной

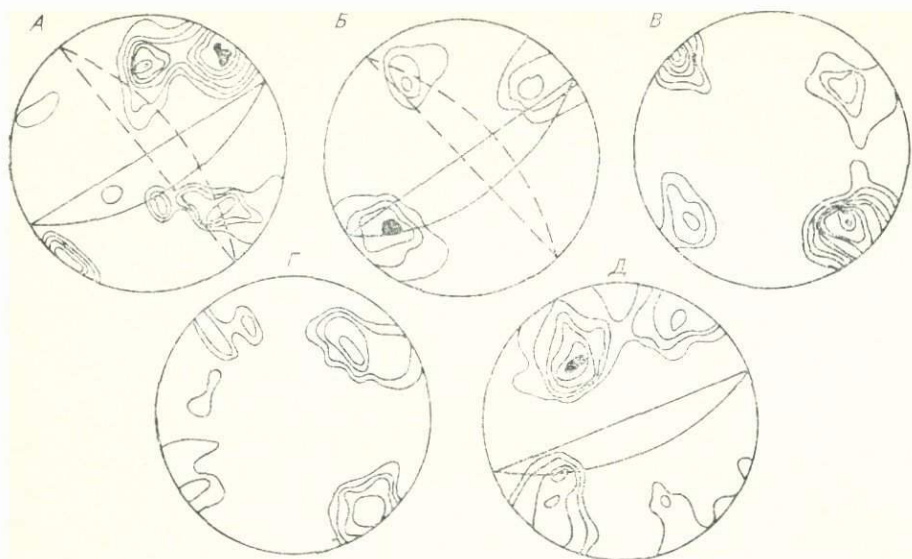


Рис. 60. Диаграммы трещиноватости гранитов и тектонитов Илиского рудного поля.

А — в 7–6 км от зоны разлома (390 замеров), <12–16–20–24–28–32–36 > замеров; штриховая линия — элементы залегания порфировых выделений ортоклаза, сплошная — элементы залегания зоны разлома. Б — непосредственно в височем боку зоны разлома (514 замеров), <16–20–24–28 > замеров. В — в катаклазированных гранитах (3100 замеров), <180–190–200–210–220–230–240–250–260 > замеров. Г — в катаклазитах (4580 замеров), <220–230–240–250 > замеров. Д — тектонических брекчиях (1550 замеров), <70–80–90–100–110–120 > замеров.

трещинной тектоникой магматического тела. Выяснить его необходимо для определения общего плана деформации зоны разлома. Мы провели замеры трещиноватости в гранитах как на удалении от зоны разлома примерно на 6–7 км (рис. 60, А), так и непосредственно в височем боку той же зоны (рис. 60, Б). На приведенных диаграммах в гранитах отчетливо проявляются четыре системы трещин: с простиранием СВ 30–75°, падением на северо-запад и юго-восток под углом 65–85°; с простиранием СЗ 310–330°, с углами падения 75–90° на северо-восток и юго-запад; с простиранием СЗ 355° и СВ 5°, падением на запад и восток под углом 60–70°; с простиранием СЗ 310–320° с углами падения 30–40° на юго-запад. Первые три системы трещин хорошо прослеживаются по простиранию и падению, имеют сколовый характер, поверхность их всегда ровная. Четвертая система трещин отрыва имеет пологие углы падения, прослеживается плохо, поверхность их неровная, бугорчатая.

Сопоставляя приведенные выше диаграммы трещиноватости, можно отметить следующее. По характеру простирания и падения зона разлома отчетливо совпадает с трещиноватостью северо-восточного простирания, имеющей падение на северо-запад. Наиболее развитые трещины северо-западного простирания совпадают с плоскостью максимального расположения порфировых выделений ортоклаза,

что указывает на влияние элементов прототектоники на степень проявления и направление трещиноватости. Наблюдается некоторое отличие характера трещиноватости, замеренной в непосредственном контакте с зоной разлома, от трещиноватости гранитов в удалении от нее. Так, на диаграмме (см. рис. 60, В) наблюдается слабое проявление трещиноватости северо-восточного простирания с падением на юго-восток. Подобное явление можно объяснить тем, что зона разлома, приуроченная к системе трещин северо-восточного простирания и имеющая падение на северо-запад, затушевывала трещины с обратным падением. Этому способствовало образование вдоль зоны разлома катаклазитов и брекчий.

Чтобы выявить план развития трещинной тектоники зоны разлома и элементы структурного контроля оруденения, при проведении геолого-структурной съемки было сделано более 20 000 замеров и изучена трещиноватость на площади рудного поля. Анализ полевых наблюдений и ряда диаграмм, построенных по элементам падения (см. рис. 60, В—Д), приводит к следующим заключениям.

В зоне разлома, характеризующейся общей повышенной трещиноватостью, наблюдается система мелких закономерно ориентированных разрывных и скальвающих нарушений. Так, ближе к границе разлома проявляется система трещин скальвания, параллельная направлению разлома, и другая — ориентированная диагонально по отношению к линии его простирания; диагонально располагаются и трещины разрыва.

Катаклазированные граниты рудного поля пересекаются многочисленными трещинами, которые по элементам залегания разделяются на ряд систем, достаточно четко выраженных на приведенных диаграммах: трещины, имеющие простирание СВ 40—60° со средними углами падения 85° на юго-восток и 60° на северо-запад; трещины, имеющие простирание СЗ 300—330° со средними углами падения 85° на юго-запад и 60° на северо-восток; трещины, имеющие простирание субмеридиональное 0—25° со средними углами падения 65° на восток-юго-восток и 60—70° на запад-юго-запад; трещины, имеющие восточное (80—100°) простирание со средними углами падения 87° на север и юг. В брекчиях две первые системы имеют более пологие углы падения: северо-восточные 45—65°, северо-западные 55—75°.

Наблюдаются, впрочем, более широкие колебания элементов падения трещин. М. К. Косыгин [1942] указывал, что разнообразие систем трещин было вызвано стрессом с юго-востока на северо-запад с изменениями направления от 315 до 330°. Заслуживает внимания то обстоятельство, что в зоне разлома угол, образованный сопряженными трещинами скальвания первых двух систем, колеблется в очень широких пределах: от почти прямого до острого (15°). К первой, реже второй системам трещин приурочены дайковые породы, серицитизация и каолинизация. Подновление данных систем трещин в период развития зоны разлома происходило без изменения общего плана деформаций.

Анализ приведенного материала со всей очевидностью свидетельствует о том, что мы имеем унаследованность и прямую взаимо-

связь структурных элементов зоны разлома с трещинной тектоникой гранитов. По морфологическим особенностям и характеру проявления третья и четвертая системы отвечают трещинам разрывного характера и не являются унаследованными. Они возникли уже в процессе формирования зоны разлома. В экзогенных условиях к этим трещинам в различной мере приурочиваются процессы каолинизации и лимонитизации.

Характер поведения трещиноватости с глубиной (70—80 м) не изменяется (см. рис. 55). Это обстоятельство имеет большое значение для выяснения закономерностей локализации оруденения. В центральных частях зоны разлома (участки 1, 4 и 5) три отмеченные выше системы трещин выражаются довольно четко, без каких-либо дополнительных осложнений (рис. 61). При движении на юг (участки 9, 10 и 12) максимумы начинают распадаться и отчетливо проявляются элементы разрывных трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Это особенно хорошо видно на участках 15 и 16, расположенных около границы зоны разлома. Здесь максимумы, отвечающие сколовым трещинам, становятся более расплывчатыми, наблюдаются более широкие колебания в элементах залегания. Такой характер поведения трещиноватости и относительно широкое развитие разрывных нарушений следует объяснять близостью лежащего бока зоны разлома. Подобную картину можно наблюдать и в висячем боку той же зоны (см. рис. 55). Поведение трещиноватости по простиранию зоны разлома (участки 4—7) в основных чертах остается без изменения.

Наконец, на участке Золотой горки в хорошо выраженных по простиранию и падению и часто смещающих дайковые породы зонах смятия, особенно в районе второго карьера, широко распространены небольшой мощности (от 3—5 до 10—25 м) милониты, окраска которых варьирует от серовато-голубоватой до черной (рис. 62). В составе их присутствуют обломки катаклазитов, катаклазированных гранитов и брекчий. Милонит в этих зонах хорошо рассланцован и смят в складки волочения, которые в большинстве случаев «подчеркнуты» расположенными параллельно обломками. Сами обломки также подвергаются пластическим деформациям, вытягиваясь и изгибаясь вдоль складок волочения. Впоследствии эти зоны смятия оказались наиболее благоприятными для отложения маломощных штоков, представленных прожилками кварца, карбоната и сульфидов, несущих самородное золото.

Катаклиз и связанная с ним милонитизация широко развиты не только на Золотой горке, но и по всему рудному полю. Их формирование связано с проявлением неоднократно повторявшихся процессов дислокаций. В зависимости от интенсивности и неоднородности проявления динамических напряжений среди тектонитов, развитых в зоне разлома, можно выделить катаклазированные граниты, катаклазиты, брекчии и переходные между ними разновидности. Внутри самого разлома наиболее развиты катаклазированные граниты, в поле которых катаклазиты и особенно брекчии развиваются в форме неправильных линз, полос и участков различных размеров

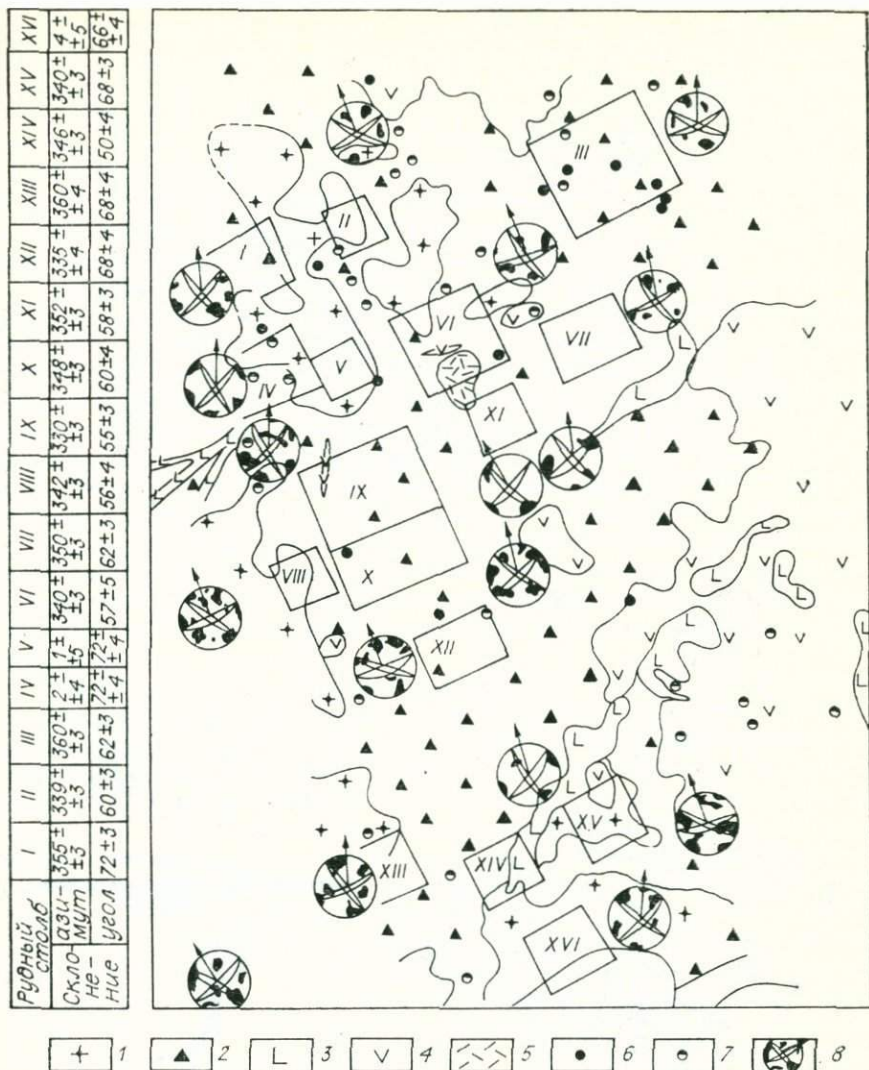


Рис. 61. Пространственное положение и элементы залегания рудных столбов на участке Золотой горки.

1 — биотитовые, биотит-роговообманковые, катаклазированные граниты, 2 — катаклазиты и брекчии, 3 — кварцевые порфиры, 4 — кварцевые диорит-порфиры и микродиорит-порфиры, 5 — фельзиты, 6, 7 — следы (7) и среднее (6) содержание золота, 8 — диаграммы трещиноватости и линии их сопряжений.

и очертаний, имеющих в общем северо-восточное простирание. Далее мы остановимся только на характеристике некоторых особенностей катаклазированных гранитов, катаклазитов и брекчий. Подробное описание разновидностей тектонитов, возникших на месте магматических пород, дано нами в работе [Кузьмин, Шубин, 1966].

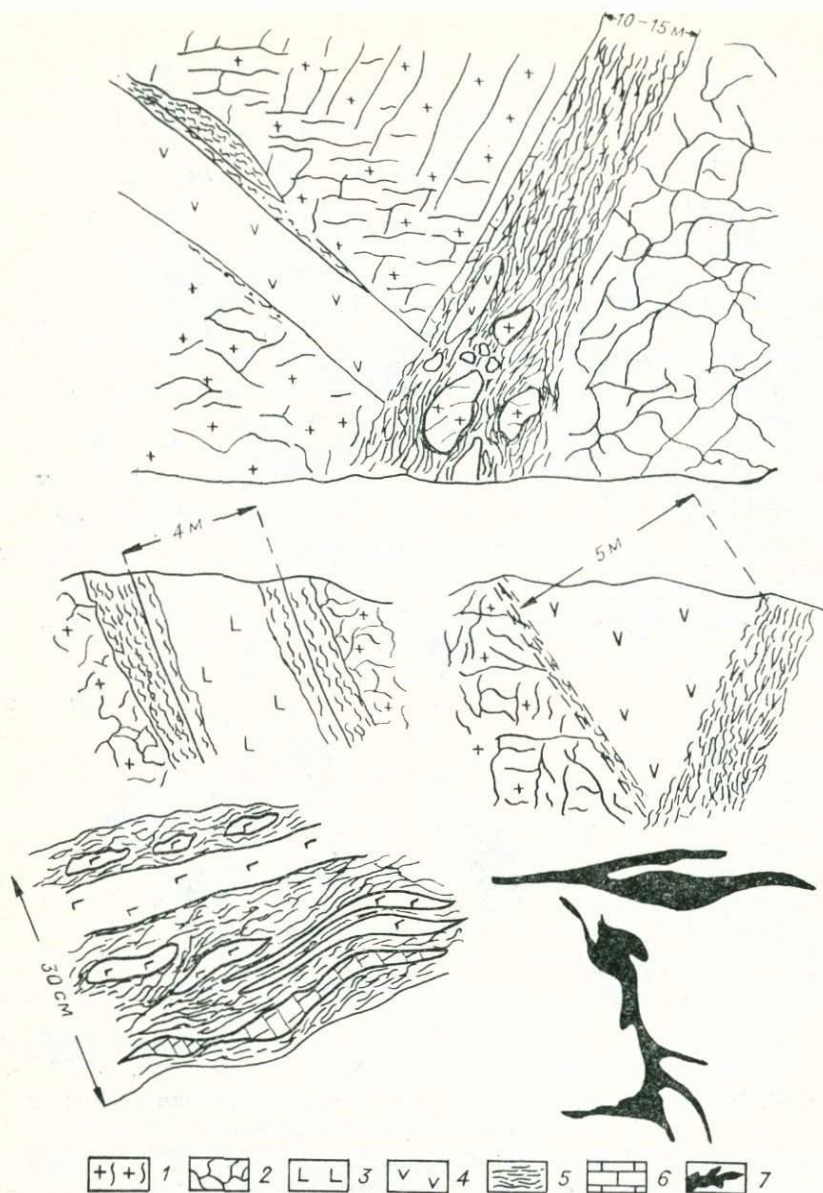


Рис. 62. Фрагменты строения зон смятия и пластических деформаций мило-
нитового цемента брекчий (карьеры второй и пятый).

1 — катаклазированные граниты и катаклазиты, 2 — брекчий, 3 — кварцевые порфиры,
4 — диоритовые порфиры, 5 — зоны милонитизации (смятия), 6 — прожилки кальцита,
7 — морфология участков цемента брекчий, подвергшегося пластическим деформациям [Об-
ручев, 1916].

Катаклазированные граниты имеют облик нормальных гранитов. Процессы механического разрушения проявляются в дроблении зерен минералов, особенно полевых шпатов, в слабой перекристаллизации и облачности погасания кварца и деформации листочков биотита. Из калиевых полевых шпатов преимущественно сохраняется ортоклаз без следов микроклиновой решетки и пертитовых образований. Микроклин если и встречается, то очень редко и только в породах, отвечающих катаклазитам. Структура катаклазированных гранитов бластогранитовая, бластокатакластическая.

Катаклазитам присуща мозаика зерен кварца и полевого шпата при почти полном отсутствии первоначального структурного рисунка исходной породы. В отличие от катаклазированных гранитов здесь присутствует исключительно микроклин, часто с решетчатым строением, появившимся в результате деформации зерен полевого шпата. На возможность возникновения микроклиновой решетки путем деформаций зерен калишпата указывает, в частности, М. В. Тащина [1951]. Экспериментально данное явление доказано на примере каменной соли [Кузьмин, 1960]. Кварц в катаклазитах обнаруживает пластинчатое сложение, что подчеркивается наличием в его зернах узких параллельных резких линий, которые или пересекают все зерно, или оканчиваются не доходя до его границ. Катаклазиты представляют собой благоприятную среду для развития гидротермальных процессов.

Брекчии обычно представлены очень большим числом раздробленных сильно трещиноватых и весьма часто угловатых обломков катаклазированных гранитов и их породообразующих минералов, сцементированных тонкозернистым агрегатом, состоящим из микроскопических обломков тех же минералов. Цемент брекчий мелкозернистый голубовато-серый, черный, зеленовато-серый; в формировании его участвовали процессы турмалинизации (на что указывал еще М. К. Косыгин [1942]), серицитизации и хлоритизации. В генетическом отношении цемент представляет бесструктурный, обладавший пластическими свойствами милонит, претерпевший более позднее гидротермальное преобразование, что очень важно для решения вопроса о происхождении брекчий в целом [Fischer, 1958]. Редкая «инъекционноподобная» форма проявления цемента вдоль крупных обломков (Н. А. Фогельман [1968] считает, что она возникла как результат магматического внедрения) была обусловлена интенсивными метасоматическими процессами и отражает пути движения растворов, перераспределение продуктов метасоматоза [Косыгин, 1942] и элементы пластических деформаций милонитового цемента при тектонических дислокациях.

Нам представляется, что М. К. Косыгин, определяя генетическую сущность брекчий и их цемента, вполне справедливо применил термин «дислокационно-метасоматическая брекчия». Наконец, «инъекционноподобные» формы образуют в брекчиях тонкие прожилки, лентообразные небольшие изолированные участки нередко самых причудливых очертаний (см. рис. 62). Все эти образования, как правило, быстро выклиниваются внутри брекчии и имеют как бы бескор-

невой характер. При этом нигде не отмечается закалка обломков.

Приведенные выше данные противоречат магматической природе цемента. Нам представляется, что подобного типа «инъекция» отвечает, возможно, явлениям, характерным для процесса образования милонит-псевдотахилитов из района хр. Улан-Бургасы в Восточном Прибайкалье [Салоп, 1949], без отчетливо выраженных следов плавления, но с интенсивным проявлением метасоматоза. Чрезвычайно крупные обломки в приповерхностных участках с глубиной постепенно заменяются на типично милонитовые брекчии. Более поздние тектонические подвижки сформировали зоны смятия (карьеры второй и пятый), в которых иногда встречаются небольшие обломки пород дайковой серии (см. рис. 62). Можно предположить, что эти зоны с вторичным дроблением брекчий, содержащие обломки кислых дайковых пород, и наталкивали некоторых исследователей на вывод о наличии в брекчиях продуктов магмы кварцевых порфиров [Обручев, 1916; Фогельман, 1964, 1968], а присутствие обломков дайковых пород среднего состава давало возможность считать, что брекчии, эффузивы и дайки кварцевых порфиров — самые молодые образования [Фогельман, 1968], возникшие после становления даек и штоков диоритового состава. В действительности же они отчетливо прорывают эффузивы и являются более поздними по отношению к кварцевым порфирам.

Брекчии, будучи продуктом тектонических дислокаций [Герасимов, 1899; Косыгин, 1942; Макиров, 1889; Шубин, 1962], наблюдаются не только на площади месторождения, но и вне его по всему поясу дробления как на северо-восток, так и на юго-запад. Детальные картировочные работы показали, что между брекчиями, катаклазитами и катаклазированными породами существуют постепенные переходы. На «контактах» имеется зона в 2—10 м и более, в которой отчетливо видны не только постепенные переходы, но и широкое развитие продуктов метасоматических процессов, приводящих к формированию кремнисто-сульфидного материала (Рождественская шахта, штольни Михайловская, Северная, Кузовская и штрек Петровский) [Косыгин, 1942]. При этом участки с брекчиями имеют определенное простирание и падение (например, 60—70° на северо-запад), что говорит о линейной форме их залегания.

Минеральные ассоциации, характер гидротермальных изменений и генетические вопросы оруденения

Гидротермальная минерализация в Илинском рудном поле развивалась в обстановке исключительной раздробленности и проницаемости вмещающих пород. Гидротермальные изменения и их интенсивность находятся в прямой зависимости от степени дислокации первоначальных пород и по последовательности проявления могут быть разделены на три стадии: березитовую, кварц-серицит-турмалиновую и кварцево-карбонатно-сульфидную.

Рис. 63. Элементы-примеси в сульфидах различных стадий минералообразования Илинского рудного поля.

Стадия березитизации, пробы 1—3 (пирит), стадия кварцево-серицит-турмалиновая, пробы 4—9 (пирит), стадия кварцево-карбонатно-сульфидная, проба 10 (арсенопирит). 1 — следы, 2 — $n \cdot 0,001$, 3 — $n \cdot 0,01$, 4 — $n \cdot 0,1$, n — от 1 до 9; содержания золота, серебра и палладия — по данным фотометрии.

N пробы	Элементы — примеси									
	Pb	Cu	Zn	Bi	As	Sb	Ag	Au	Ag	Pd
9	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
3	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
1	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
2	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
4	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
5	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
6	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
7	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
8	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

1
 2
 3
 4

Стадия березитизации представлена тремя минеральными фациями: хлоритовой, серицитовой и березитовой. Пиритизация наиболее характерна для березитовой минеральной фации. При анализе ряда проб золота в пиритах не оказалось * (рис. 63). Наиболее интенсивная циркуляция гидротермальных растворов и отчетливая степень изменения пород наблюдаются в центральных частях тектонически ослабленных зон рудного поля. Здесь на месте брекчий при интенсивном развитии кварца и серицита, сопровождающихся пиритом, образуются породы, которые следует отнести к березитам. Далее, к периферии дислоцированных зон, на месте катаклизатов возникают породы, которые можно считать серицитовыми; на месте катаклизированных гранитов появляются хлоритовые породы. Форма участков изменений порой очень сложная, но в общем по простиранию зоны вытянутая.

Для выяснения химизма процессов изменения вмещающих пород проведены пересчеты по методу М. Н. Наконника (табл. 49) химических анализов, которые показали, что метасоматическое изменение гранитов выражается прежде всего в понижении содержания кремнекислоты, хотя в то же время при микроскопических наблюдениях замечается некоторое окварцевание породы с образованием вторичного кварца. Появился он, вероятно, в результате, высвобождения кремнекислоты в ходе разложения полевошпатовой массы гранитных пород.

В измененных породах несколько уменьшается количество натрия, на 50% понижается содержание кальция и магния. Привнос серы при избыточном содержании в породе железа способствовал образованию пирита. В процессе изменения гранитов происходит некоторое увеличение глинозема и калия, которые благоприятствовали развитию мусковита. Некоторое возрастание удельного веса измененных пород объясняется обогащением их пиритом. В периферических частях тектонически ослабленных зон воздействие растворов проявляется в хлоритизации биотита. Образующийся хлорит ($N = 1,60$; $Ng - Np = 0,003$; $2V = 0 - 4^\circ$) имеет такой состав, %: антигорит — 38,7; амезит — 34,3; фероантигорит — 14,3; дафнит —

* Определение золота и ряда элементов-примесей в сульфидах осуществлялось по методу Ф. Габера для определения золота в морской воде [Гольдшмидт и др., 1938].

Баланс вещества при изменении гранитов

Компонент	Свежий биотитовый гранит (об. вес 258,0)			Березитизированный гранит (об. вес 2,69)			
	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г	Вес. %	Вес. %, привед. к 100	Кол-во вещества, г	Привнос (+), вынос (-)
SiO ₂	65,84	66,46	171,40	63,4	61,8	166,58	-4,42
TiO ₂	0,40	0,40	1,03	0,50	0,49	1,32	+0,29
Al ₂ O ₃	15,72	15,87	41,06	17,97	17,53	47,32	+6,26
Fe ₂ O ₃	0,94	0,94	2,42	2,28	2,22	5,99	+3,57
FeO	2,30	2,32	5,99	0,61	0,60	1,62	-4,37
MnO	0,07	0,07	0,18	0,04	0,04	0,11	-0,07
MgO	1,70	1,71	4,42	0,96	0,94	2,39	-2,03
CaO	2,73	2,76	7,10	1,71	1,68	4,55	-2,55
K ₂ O	4,49	4,53	11,70	4,89	4,77	12,89	+1,19
Na ₂ O	2,55	2,57	6,63	2,23	2,17	5,87	-0,76
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,23	0,14	0,13	0,35	+0,12
SO ₃	0,15	0,15	0,39	3,15	3,07	8,28	+6,89
П. п. п.	2,10	2,11	5,45	4,68	4,57	12,33	+6,88
С у м м а	99,08	100,0	258,0	102,55	100,0	269,0	

12,7 [Трегер, 1968]. Как показали более поздние исследования [Широких и др., 1979], формирование березитизации происходило на фоне понижения температуры от собственно березитовой к серицитово-хлоритовой (380—300°C) фации. Состав минералообразующего раствора испытывал направленное изменение от существенно хлоридного к углекисло-хлоридному.

С кварцево-серицит-турмалиновой стадией связано золотое оруденение первой генерации, представленное как золотосодержащим пиритом (см. рис. 63, пробы 4—9), так и свободным золотом, на наличие которого указывал еще И. Д. Черский, не считавший возможным связывать его с разложением колчеданов, ибо последние находятся тут же в совершенно свежем состоянии [Черский, 1880]. Возможно, что предшествующая оруденению аргиллизация гранитов в результате процессов первой стадии приводила к нейтрализации последующих золотосодержащих растворов и отложению свободного металла. Подобная же картина характерна для месторождений Булфрэг, Невада, Де-Ламар, Айдаэ и рудника Монтгомери Шошон [Эмонс, 1953].

Отложению золотосодержащего пирита и свободного золота предшествовали процессы окварцевания и турмалинизации, наиболее развитые в районе горы Байц. Этим процессам, в свою очередь, пред-

шествовали тектонические подвижки, вызвавшие образование широких полей милонитизации. На Золотой горке турмалин и кварц приурочиваются главным образом к цементу брекчий или проявляются в виде сети прожилков в катаклазитах и катаклазированных гранитах. Морфологически турмалин во всех измененных породах представлен микроскопически игольчатыми кристаллами, нередко образующими радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. По константам ($N_o = 1,637-1,654$ и $N_o-N_e = 0,020$) турмалин отвечает составу, %: древита 50—75, шерла 25—50.

В кварцево-серицит-турмалиновую стадию проявился и серицит, который пространственно тесно связан с участками оруденения, т. е. он отлагался вдоль тех же путей, по которым перемещались рудные растворы. Это подтверждает и состояние даек кварцевых порфириров, которые непосредственно на оруденелых участках несут следы серицитизации и пиритизации (Золотая горка), а за пределами этих участков, например к югу от горы Байц, подобной минерализации в них не наблюдается. Формирование кварцево-серицит-турмалиновых метасоматитов, очевидно, происходило в интервале температур от 350 до 120°C [Широких и др., 1979].

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что пириты, образовавшиеся при формировании березитов и кварцево-серицит-турмалиновых пород, имеют большое сходство по наличию элементов-примесей (см. рис. 63). Это указывает на единство гидротермального процесса, на определенных этапах которого происходило отложение пирита, золота и других сопутствующих им минералов: кварца, рутила, скоплений лейкоксена, хлорита; не менее постоянными спутниками гидротермально измененных пород являются касситерит, висмутин, топаз, тантало-ниобаты, шеелит, флюорит.

С кварцево-карбонатно-сульфидной стадией связана вторая генерация золота, представленная как свободным металлом, так и золотосодержащими сульфидами (см. рис. 63, проба 10). Кварцево-карбонатно-сульфидные прожилки приурочиваются к зонам смятия, которые вскрываются во втором карьере на глубине 20—30 м от поверхности. Отдельные жилки этой минерализации встречаются и на горе Грицевской, где они представлены главным образом кальцитом. На Золотой горке кварцево-карбонатно-сульфидные прожилки проявляются в форме штокерка и, кроме доломита и кварца, несут самородное золото, реже арсенопирит, халькопирит, тетраэдрит, сфалерит, галенит и молибденит.

Взаимоотношение золота с сульфидами указывает на позднее выделение благородного металла. Халькопирит отлагался раньше тетраэдрита, который наблюдается почти во всех породах, подвергшихся окварцеванию и карбонатизации, и проявляется часто в форме густой рудной сыпи. Галенит, сфалерит и молибденит встречаются чрезвычайно редко, их обычно приходилось наблюдать лишь в рудных протолочках. Золотосодержащий арсенопирит (см. рис. 63, проба 10) был встречен в мономинеральной кварцевой жиле в форме отдельных призматических кристалликов и зернистых скоплений (штольня № 2).

Учитывая характер взаимоотношения кварцево-карбонатных и преимущественно кварцевых прожилков, можно данную стадию разделить на две подстадии: кварцево-арсенопиритовую и собственно кварцево-карбонатно-сульфидную. Осаждение золота происходило, во-первых, в виде сингенетичных дисперсных включений в арсенопирите и, во-вторых, видимых выделений в самих кварцево-карбонатных жилках, их зальбандах или в местах, где эти жилки секут прожилки пирита или контактируют с глиной милонитизированных зон. Концентрирование золота около пирита можно объяснить электрохимическими отношениями между золотом в растворе и железом, переходящим в раствор. Как показали спектральные анализы, золото содержит, %: Ag > 1,0; Cu 0,1; Fe 0,01; Mg 0,001; Pb — следы. Пробность золота в среднем из десяти определений 845 (784—880). Формирование описываемой стадии [Широких и др., 1979] протекало в интервале температур 250—120°C.

В заключение отметим, что минеральные ассоциации первых двух стадий наиболее широкое развитие получили в трещинных структурах северо-восточного простирания. Нередко эти изменения можно наблюдать в местах пересечения трещинных зон северо-восточного и северо-западного простирания, что благоприятствовало формированию рудных столбов. Третья стадия интенсивно проявляется в более поздних зонах смятия, преимущественно северо-восточного простирания, наложившихся на уже сформировавшуюся зону разлома.

В целом формирование описанных выше метасоматитов происходило на фоне понижения температур от 380 до 120 °C и при давлениях, достигавших 800 атм. При этом «...состав минералообразующего раствора испытывал направленное изменение от существенно хлоридного (начальные периоды) к углекисло-хлоридному и далее вновь к существенно хлоридному (заключительные периоды)» [Широких и др., 1979, с. 146].

Распределение золота, сопутствующих ему минералов и рудные столбы

Проведенная нами шлиховая съемка по протолочкам из горных пород (поверхностным горным выработкам) позволила все встреченные минералы разделить на две группы [Кузьмин, Шубин, 1966]. К первой группе относятся минералы, повсеместно и более или менее равномерно распределенные по всей площади: магнетит, ильменит, амфиболы, эпидот, биотит и циркон. Во вторую группу входит комплекс минералов, связанных почти исключительно с зонами березитизированных и турмалинизированных пород: золото, пирит, турмалин, касситерит, шеелит, а также мало распространенные флюорит, топаз, висмутовые минералы, тантало-ниобаты, киноварь, галенит, халькопирит, которые пространственно очень тесно связаны с участками, в которых есть золото. Гранат, рутил и апатит, в отличие от группы малораспространенных минералов, развиты в рудном поле более широко.

Как показали бороздовое опробование и спектрозолотометрическая съемка, золото, при общей зараженности им площади рудного поля, как правило, дает совместные ореолы с серебром, пиритом, турмалином и шеелитом, сосредоточиваясь в зонах березитизации и турмалинизации. Интересно отметить также факт обнаружения золота в покрове фельзитов горы Грищевской, где оруденение обязано проявлению гидротермальных процессов, связанных со становлением диорит-порфиритов, прорывающих покровы фельзитов.

На характер распределения золота оказывали влияние в основном два обстоятельства, следующие из тектонической специфики зоны разлома в целом и закономерностей трещинной тектоники. С одной стороны, структурная обстановка разлома, с его неодинаковой интенсивностью дробления пород и различной степенью циркуляции в них рудоносных растворов, создавала условия, благоприятные для рассеяния золота, что мы и наблюдаем при анализе опробования на Золотой горке. С другой стороны, анализ трещинной тектоники и пространственное положение имеющихся или уже выработанных рудных столбов (рис. 64) показывает, что концентрации золота приурочиваются к определенным структурным элементам зоны разлома [Шубин, 1961б].

Обработка фактического материала по трещинной тектонике в районе Золотой горки показала, что две системы трещин (СВ 40—60° и СЗ 300—330° простирания) имели большое значение в локализации золота. При нанесении на диаграмму (см. рис. 55) азимутов и углов склонения отработанных рудных столбов оказалось, что они располагаются в плоскостях, совпадающих с системой трещин северо-восточного простирания. Это обстоятельство позволило заключить, что между упомянутыми выше системами трещин скалывания и рудными столбами имеется определенная зависимость, которая выражается в том, что участки пересечения систем трещин соответствуют пространственному положению рудных столбов. Эта зависимость отчетливо отражается и на плане (см. рис. 64). Образованию рудных столбов на пересечениях способствовали сильная трещиноватость и брекчирование пород.

Выявив на основании анализа трещиноватости отмеченную выше закономерность, нами на прилегающих к Золотой горке площадях была поставлена структурная съемка, в ходе которой по строго выдержанной сетке производились массовые замеры трещиноватости в горных выработках и естественных выходах. Применяв ряд методов для выражения концентрации трещиноватости в заснятой площади и сопоставив планы изолиний трещиноватости, мы наметили участки пересечения северо-восточных и северо-западных систем трещин. Участки, как правило, несут следы наиболее сильной гидротермальной переработки (см. рис. 61). Это дает основание рекомендовать проведение подобного рода исследований при оценке перспектив золотоносности флангов и глубоких горизонтов известных месторождений аналогичного типа.

Сравнение элементов залегания прогнозных и уже отработанных рудных столбов (см. рис. 64) показало их близкое сходство. Неболь-

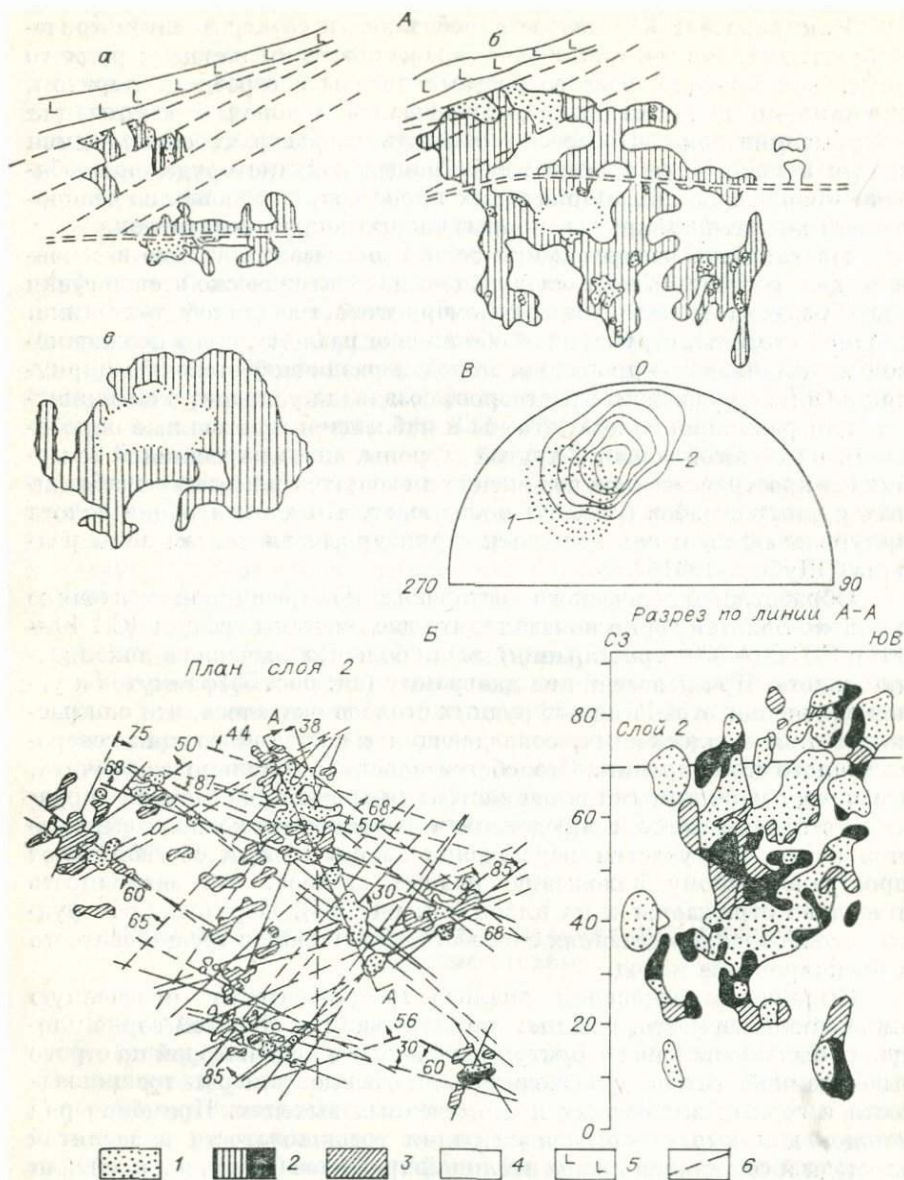


Рис. 64. Морфология рудных столбов Илинского рудного поля.

А — план первого (а), второго (б) и третьего (в) слоя; Б — план и разрез второго слоя; В — элементы залегания отработанных (1) и прогнозных (2) рудных столбов. 1—4 — высокое (1), среднее (2), низкое (3) и следы (4) содержания золота; 5 — дайка кварцевого порфира; 6 — тектонические нарушения.

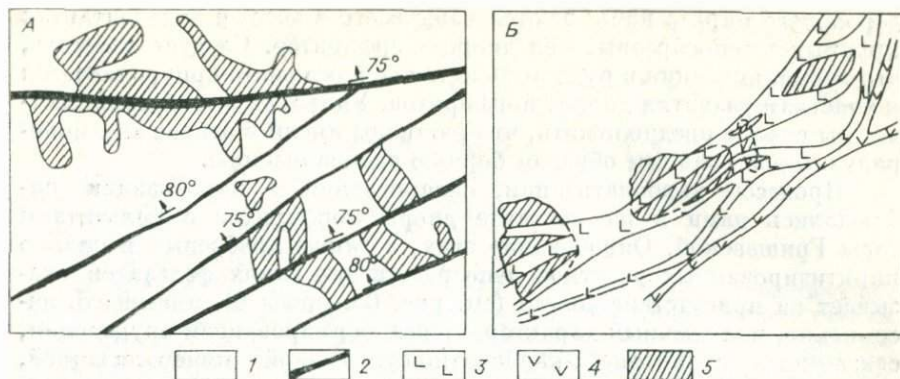


Рис. 65. Пространственная связь рудных столбов с участками ограничения рудоносных трещин мелонитами (А) и с дайкой кварцевого порфира (Б).

1 — катаклазиты и брекчи, 2 — тектоническая глина (мелонит), 3 — дайка кварцевого порфира, 4 — дайка микродиорит-порфирита, 5 — оруденелые участки.

шие отклонения (по азимуту склонения $7-10^\circ$ и углу падения $3-5^\circ$) можно объяснить тем, что отработанные рудные столбы тяготеют ближе к висячему, а прогнозные — к лежащему боку зоны разлома. Принимая во внимание, что характер поведения трещиноватости, как отмечалось выше, с глубиной сохраняется, есть основание предполагать появление слепых рудных столбов.

Кроме того, можно выделить еще три группы рудных столбов, приуроченные к местам ограничения рудоносных трещин тектонической глиной зон смятия, локализующиеся вблизи зон смятия и дробления с густой сетью кварцево-карбонатных прожилков в ассоциации с золотом и сульфидами, и концентрирующиеся вдоль мощной дайки кварцевого порфира (рис. 65), которая, в свою очередь, тоже несет незначительные следы оруденения. Вероятно, образование всех обогащенных участков связано с экранирующей ролью тектонической глины или дайки кварцевого порфира.

Касаясь генетических особенностей золотого оруденения, следует рассмотреть вопрос о связи гидротермальных проявлений с магматическими образованиями и, в частности, с комплексом пород верхнеюрского магматизма. Материалы, полученные нами по данному вопросу в процессе детального картирования Илинского рудного поля, показывают, что отложение золота произошло после становления магматических тел и нового подновления тектонических структур зоны разлома [Шубин, 1961а].

Наблюдения над диорит-порфиритами горы Байц и кварцевыми порфирами в поле диорит-порфиритов на Золотой горке указывают на турмалинизацию, окварцевание, реже серицитизацию и карбонатизацию дайковых пород. Опробование штокообразного тела диорит-порфиритов и дайки кварцевого порфира на Золотой горке показало наличие в них золота, которое связано с прожилковатым и вкрапленным пиритом (см. рис. 63, пробы 4—7). Концентрации золотосо-

державшего пирита наблюдаются чаще всего в экзо- и эндоконтактах крупных штокообразных тел диорит-порфиритов. Следует отметить, что турмалинизация в рудном поле также в основном приурочивается к участкам развития диорит-порфиритов. Учитывая эти обстоятельства, мы вправе предположить, что растворы имели в отношении минерализаторов главным образом борную специализацию.

Процессы карбонатизации, окварцевания и пиритизации наблюдались нами и на контакте диорит-порфиритов с фельзитами горы Грищевской. Опробование этих, а также дробленных и сильно пиритизированных участков непосредственно самих фельзитов указывает на присутствие золота (см. рис. 63, проба 8), имеющего, несомненно, наложенный характер. Перед формированием оруденения, связанного с кварцево-карбонатно-сульфидной минерализацией, произошло оформление небольших зон смятия северо-восточного, реже меридионального простирания, которые в ряде случаев смещают и дробят дайковые тела. Развитие этих зон благоприятно сказалось на формировании кварцево-карбонатно-сульфидных прожилков штокеркового типа, несущих галенит, сфалерит, молибденит, тетраэдрит, халькопирит, арсенопирит, золото и реже пирит. Все эти обстоятельства указывают на то, что кварцево-карбонатно-сульфидная минерализация с видимым золотом — молодая.

В заключение хотим высказать предположение, что, вероятно, имеется тесная парагенетическая и структурная связь рассмотренных выше магматических образований с оруденением. Рудоотложение во времени близко к проявлениям верхнеюрского интрузивного комплекса и имеет с ним единый глубинный источник — магматический очаг.

ДЫБЫКСИНСКИЙ УЧАСТОК ИЛИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

На участке широко развиты (рис. 66) в различной степени катаклазированные граниты, а также диориты, диорит-порфириты и их жильная фация — микродиориты [Шубин, 1963]. Все эти образования сходны с подобными магматическими породами горы Байц (восточный фланг рудного поля). Химический состав наиболее широко представленных диоритов приведен в табл. 50. На участке было встречено также небольшое поле ленточных фельзитов, аналогичных фельзитам горы Грищевской.

Со становлением диоритов, образующих крупное штокообразное тело, было связано проявление гидротермальных растворов, давших золотое оруденение и целую гамму разнообразных метасоматических изменений, которым предшествовала аутометасоматическая калишпатизация. Все они представляют собой закономерные продукты эволюции диоритовой магмы, ее аутометасоматических и последующих послемагматических растворов с формированием различных минеральных ассоциаций, пространственное размещение ко-



Рис. 66. Схема геологического строения Дыбкыкского участка. 1, 2 — биотитовые (1) и катаклазированные (2) граниты, 3 — фельзиты, 4 — неизмененные диориты, 5 — дайки микродиоритов, 6 — кварцево-турмалиновые породы на месте гранитов и диоритов, 7—9 — кварцево-серicitsито-турмалиновые (7), серicitsитовые (8) и существенно кварцевые (9) породы на месте диоритов, 10 — альбитизированные и амфиболитизированные, окварцованные и флогопитизированные диориты.

торых в теле диоритового штока определялось соответствующей тектонической обстановкой.

Автометасоматические процессы калишпатизации, сопровождавшие становление диоритов, аналогичны таким процессам в диоритах района горы Байц (см. с. 121). Начальные этапы гидротермальных процессов выразились в интенсивном развитии серицита, кварца, турмалина с образованием в диоритовом штоке кварцево-турмалиновых, кварцево-серицито-турмалиновых, серицито-кварцевых и существенно кварцевых пород (см. рис. 66). Подобные образования располагаются закономерно в виде параллельно вытянутых метасоматических зон с взаимопереходами.

Существенно кварцевые породы отчетливо сохраняют реликтовую структуру исходных диоритов. Окварцевание развивается главным образом в межзерновом пространстве, при этом происходит частичное разведение порообразующих минералов. Иногда можно наблюдать редкие гнезда наложенного турмалина. Серицитизация имеет незначительные масштабы и проявляется по отдельным зернам плагиоклаза.

Серицито-кварцевые породы также характеризуются реликтовой структурой исходных магматических образований. Реликтовые плагиоклазы нацело аргиллизированы, нередко окружены оторочкой серицита, прожилки которого иногда секут зерна плагиоклаза; последние часто корродируются кварцем и приобретают зубчатые очертания границ. В этих породах очень часто встречается также кальцит, локализующийся в виде небольших каемок вокруг зерен аргиллизированного плагиоклаза, нередко образуя скелетные структуры замещения.

В кварцево-серицито-турмалиновых породах неравномерно распределены турмалиновые прожилки и

Результаты химических и спектральных анализов минералов и пород Дыбькинского участка, %

Компонент	Диорит	Руда	Актинолит			Химические формулы актинолита																																																																								
				2	3																																																																									
SiO ₂	63,44	68,14	53,28	52,18	53,36	1. (Ca _{1,77} Na _{0,20} K _{0,06}) _{2,03} (Mg _{3,72} Fe _{1,06} ²⁺ Fe _{0,24} ³⁺ Al _{0,15} Ti _{0,03} Mn _{0,01}) _{5,21} (Si _{7,70} Al _{0,3}) _{8,0} O _{22,0} (OH _{1,56} F _{0,08} O _{0,36}) _{2,0} 2. (Ca _{1,89} Na _{0,23} K _{0,06}) _{2,18} (Mg _{3,95} Fe _{1,12} ²⁺ Fe _{0,21} ³⁺ Ti _{0,03} Mn _{0,01}) _{5,32} (Si _{7,42} Al _{0,47}) _{7,89} O _{22,0} (OH _{1,91} Fe _{0,04} O _{0,05}) _{2,0} 3. (Ca _{1,79} Na _{0,2} K _{0,08}) _{2,07} (Mg _{3,75} Fe _{1,09} ²⁺ Fe _{0,29} ³⁺ Al _{0,2} Ti _{0,03} Mn _{0,01}) _{5,37} (Si _{7,76} Al _{0,24}) _{8,0} O _{22,0} (OH _{1,09} O _{0,91}) _{2,0}																																																																								
TiO ₂	0,51	0,35	0,24	0,26	0,26																																																																									
Al ₂ O ₃	16,04	13,43	2,66	2,66	2,56																																																																									
Fe ₂ O ₃	2,74	0,51	2,19	1,95	2,66																																																																									
FeO	2,55	2,86	8,76	8,92	8,92																																																																									
MnO	0,03	0,03	0,09	0,088	0,094																																																																									
MgO	2,09	3,24	17,32	17,57	17,31																																																																									
CaO	3,95	2,10	11,52	11,71	11,52																																																																									
K ₂ O	2,95	5,23	0,32	0,33	0,42																																																																									
Na ₂ O	3,69		0,72	0,77	0,70																																																																									
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,057	0,44	0,02																																																																									
F	—	—	0,018	0,094	Сл.																																																																									
H ₂ O ⁻	—	—	0,12	0,06	0,04																																																																									
H ₂ O ⁺	—	—	1,64	1,90	1,12																																																																									
CO ₂	—	—	0,18	0,17	0,09	<table border="1"> <thead> <tr> <th>Турмалин (3 пробы)</th> <th>Апатит (3 пробы)</th> <th>Кварц (3 пробы)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>0,001</td> <td>0,001</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>0,003—0,01</td> <td>0,003—0,01</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>0,001</td> <td>0,0005</td> <td>0,01—0,03</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>0,006</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>0,001</td> <td>Сл.</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>0,006</td> <td>0,001—0,003</td> <td>Сл.</td> </tr> <tr> <td>0,001</td> <td>0,003—0,001</td> <td>0,003—0,001</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>0,001</td> <td>0,03</td> <td>0,003—0,01</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>Сл.</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>0,001—0,003</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>0,003—0,03</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>0,003—0,01</td> <td>0,001—0,003</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>0,003—0,3</td> <td>0,003—0,01</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>0,003—0,03</td> <td>0,01—0,03</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>—</td> <td>0,003—0,01</td> </tr> <tr> <td>—</td> <td>0,003—0,01</td> <td>0,003—0,001</td> </tr> </tbody> </table>	Турмалин (3 пробы)	Апатит (3 пробы)	Кварц (3 пробы)	0,001	0,001	—	—	—	—	—	0,003—0,01	0,003—0,01	—	—	—	0,001	0,0005	0,01—0,03	—	0,006	—	—	—	—	—	—	—	0,001	Сл.	—	0,006	0,001—0,003	Сл.	0,001	0,003—0,001	0,003—0,001	—	—	—	0,001	0,03	0,003—0,01	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	0,001—0,003	—	—	—	—	0,003—0,03	—	—	0,003—0,01	0,001—0,003	—	0,003—0,3	0,003—0,01	—	0,003—0,03	0,01—0,03	—	—	0,003—0,01	—	0,003—0,01	0,003—0,001
Турмалин (3 пробы)	Апатит (3 пробы)	Кварц (3 пробы)																																																																												
0,001	0,001	—																																																																												
—	—	—																																																																												
—	0,003—0,01	0,003—0,01																																																																												
—	—	—																																																																												
0,001	0,0005	0,01—0,03																																																																												
—	0,006	—																																																																												
—	—	—																																																																												
—	—	—																																																																												
0,001	Сл.	—																																																																												
0,006	0,001—0,003	Сл.																																																																												
0,001	0,003—0,001	0,003—0,001																																																																												
—	—	—																																																																												
0,001	0,03	0,003—0,01																																																																												
—	—	—																																																																												
—	Сл.	—																																																																												
—	—	0,001—0,003																																																																												
—	—	—																																																																												
—	0,003—0,03	—																																																																												
—	0,003—0,01	0,001—0,003																																																																												
—	0,003—0,3	0,003—0,01																																																																												
—	0,003—0,03	0,01—0,03																																																																												
—	—	0,003—0,01																																																																												
—	0,003—0,01	0,003—0,001																																																																												
Pb	0,003	0,01	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	—																																																																							
Co	0,003	0,003	0,001	—	—	—	—																																																																							
Ti	0,05	—	—	—	—	0,003—0,01	0,003—0,01																																																																							
Ba	0,01	—	0,001—0,03	—	—	—	—																																																																							
Cu	0,003	0,03	0,003—0,006	0,001	0,001	0,0005	0,01—0,03																																																																							
As	0,007	0,01	0,003	—	—	0,006	—																																																																							
Cr	0,003	0,03	0,01—0,03	—	—	—	—																																																																							
Ge	0,0003	—	0,001—0,003	Сл.	Сл.	—	—																																																																							
Zn	0,005	—	0,01—0,03	—	—	—	—																																																																							
Sn	0,0007	0,001	0,001—0,003	0,001	0,001	Сл.	—																																																																							
V	0,003	0,01	0,003—0,01	0,006	0,006	0,001—0,003	Сл.																																																																							
Ni	0,01	0,03	0,003—0,006	0,001	0,001	0,003—0,001	0,003—0,001																																																																							
Mo	0,001	0,003	Сл.	—	—	—	—																																																																							
Mn	0,02	0,03	—	0,001	0,001	0,03	0,003—0,01																																																																							
Be	—	0,001	0,0001	—	—	—	—																																																																							
Ga	—	0,001	Сл.	—	—	Сл.	—																																																																							
Zr	—	0,01	0,01—0,03	—	—	—	0,001—0,003																																																																							
Sc	—	—	0,003—0,01	—	—	—	—																																																																							
Si		Не определялся				0,003—0,03	—																																																																							
Al		»	»			0,003—0,01	0,001—0,003																																																																							
Mg		»	»			0,003—0,3	0,003—0,01																																																																							
Fe		»	»			0,003—0,03	0,01—0,03																																																																							
Ca		»	»			—	0,003—0,01																																																																							
Na		»	»			0,003—0,01	0,003—0,001																																																																							

гнезда в ранее окварцованных или серицитизированных диоритах, что обуславливает их пятнистую окраску. Судя по оптическим константам ($N_g = 1,665 - 1,67$; $N_p = 1,632 - 1,636$, $N_g - N_p = 0,028$), турмалин имеет такой состав: 60—65% молекулы (Na_2Fe_6) и 35—40% молекулы (Na_2Mg_6) [Винчелл, 1953]. Спектральный анализ минерала приведен в табл. 50. Серицит в этих породах обычно развивается в виде гнездообразных и жилородных выделений мелкочешуйчатых агрегатов, отчетливо тяготеющих к скоплениям турмалина.

К в а р ц е в о - т у р м а л и н о в ы е п о р о д ы, в отличие от описанных выше образований, возникают за счет не только окварцованных и серицитизированных диоритов, но и окружающих их гранитов. Текстура их массивная и брекчиевая. Массивная текстура свойственна обычно разностям, слагающим внешние зоны кварцево-турмалиновых образований. В краевых частях полей развития описываемых пород при переходе в кварцево-серицит-турмалиновые и кварцево-серицитовые образования отмечается уменьшение количества турмалина и постепенное увеличение серицита и явлений аргиллизации.

Возникновение описанных выше гидротермально измененных пород шло в такой последовательности: окварцевание — серицитизация — турмалинизация и было обусловлено эволюцией раствора, проявившейся в одну кварцево-серицит-турмалиновую стадию гидротермальной деятельности.

Вслед за этим, как показали результаты исследований в верховьях Золотого ключа, произошли локальные тектонические подвижки, главным образом в участках, слабо затронутых процессами кварцево-серицит-турмалиновой стадии. Все это привело к образованию близмеридиональных сопряженных структур и развитию зон небольшой мощности и сложной конфигурации с прожилково-метасоматическим характером проявления минерализации (рис. 67).

Главнейшие минералы этого периода сформировались в три стадии: альбитизации и амфиболизации, кварцево-золото-сульфидную и кварцево-карбонатную. Каждая стадия, в свою очередь, имеет определенную ассоциацию минералов, пространственно накладывающихся друг на друга и использующих общие тектонические элементы в определенных трещинных зонах близмеридионального простирания.

Для *стадии альбитизации и амфиболизации* характерна такая ассоциация минералов: альбит, актинолит, апатит, кварц и турмалин. В начальный период происходило выделение альбита № 3—8 (50—80%), который, замещая породообразующие минералы диорита, широко развивался в межзерновом пространстве слагающих его минералов, при этом образовались альбитизированные диориты, частично сохранившие первоначальную структуру. Нередко можно встретить мономинеральные скопления альбита в виде небольших гнезд и маломощных (до 0,5 м) зон. Развиваясь вокруг гнезд раннего турмалина, альбит отчетливо замещает его (рис. 68) и иногда образует псевдоморфозы сложного радиально-лучистого строения.

Актинолит и апатит почти всегда встречаются вместе, при этом актинолит развит более широко (от 5 до 10%), создавая гнезда са-

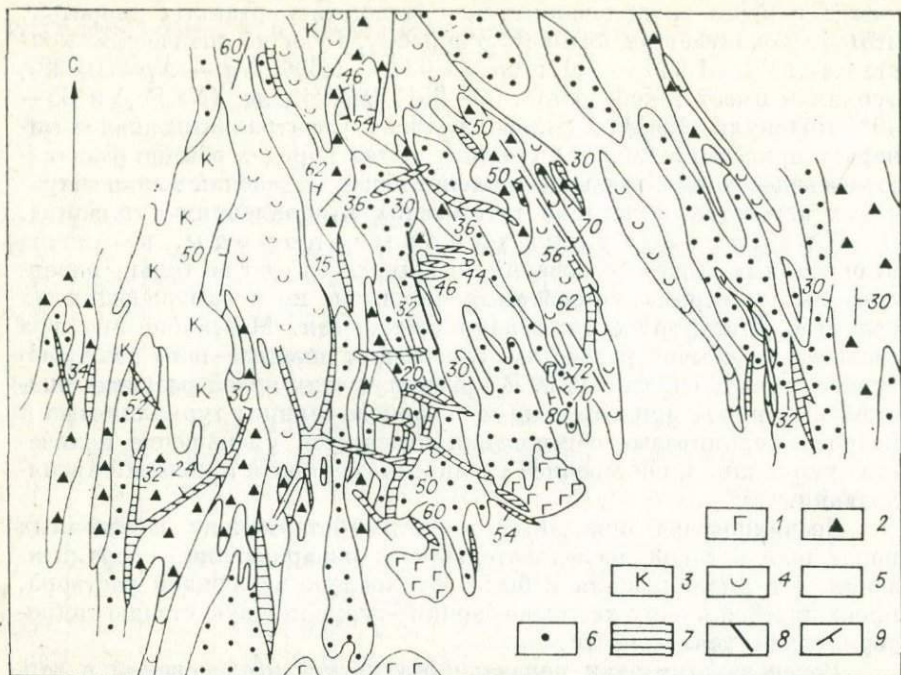


Рис. 67. Схема геологического строения верхьев Золотого ключа (Дыбынский участок).

1 — гистерогенные шпирь, 2 — сильно окварцованные, турмалинизированные (пятнистые) диориты, 3 — серые сильно окварцованные диориты, 4 — аргиллизированные, окварцованные диориты, 5 — слабо окварцованные, амфиболизированные, флогопитизированные диориты, 6 — окварцованные диориты с гнездами амфибола и флогопита, 7 — зоны каолинизации, 8 — кварцево-карбонатные и кварцево-турмалиновые жилы, 9 — элементы залегания трещиноватости.

мых разных размеров (от нескольких миллиметров до 1 м в поперечнике). Агрегаты актинолита приурочиваются к дислоцированным участкам альбитизированных и окварцованных диоритов, выполняя многочисленные полости и трещинки различного простирания (см. рис. 68, Б). Распределение скоплений актинолита в гидротермально измененных породах более или менее равномерное, близ меридиональные зоны разных размеров и очертаний хорошо выдержанные (см. рис. 67). Как следует из наблюдений, актинолит выделялся позже апатита, разъедал и пересекая его кристаллы. Апатит наблюдается почти исключительно в виде хорошо образованных призматических кристаллов и их друз. По показателю преломления ($N_e = 1,627 - 1,630$) он соответствует фторапатиту [Винчелл, 1953]. Актинолит по своим константам ($cNg = 16 - 17$; $N_p = 1,62 - 1,623$; $Ng = 1,640 - 1,641$ и $Ng - N_p = 0,022$) относится к маложелезистым разновидностям с содержанием молекулы (Ca_2Fe_5) 15—17% [Трегер, 1968]. Химические и спектральные анализы этих минералов приведены в табл. 50.

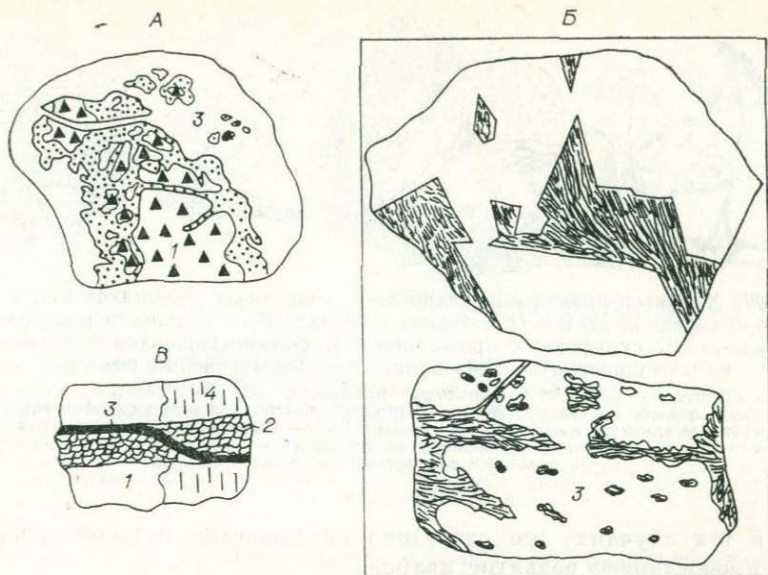


Рис. 68. Взаимоотношения минералов, формировавшихся при гидротермально-метасоматических процессах на Дыбыксийском участке.

А — развитие альбита (2) по турмалину (1) в кварце (3); Б — выполнение агрегатами актинолита полостей и трещин в альбитизированных и окварцованных диоритах; В — кварцево-турмалиновый прожилок (3), секущий кристалл апатита (4), измененный диорит (1) и кварц (2).

Кварц проявляется в форме маломощных (3—4 мм) жилков, нередко содержащих прожилки турмалина (см. рис. 68) и секущих кристаллы апатита. Кроме тонких прожилков турмалин развивается в виде гнезд неправильной формы, пространственно ассоциируя с актинолитом. По константам ($N_p = 1,620 - 1,625$; $N_g = 1,639 - 1,642$ и $N_g - N_p = 0,023$) состав турмалина таков: 15—20% молекулы (Na_2Fe_6) и 80—85% молекулы (Na_2Mg_6) [Винчелл А., Винчелл Г., 1953]. Очевидно, он представляет собой продукт переотложения более железистого турмалина ранней минеральной ассоциации, проявляясь в виде радиально-лучистых и сноповидных агрегатов.

Кварцево-золото-сульфидной стадии присуща такая ассоциация минералов: кварц, флогопит, серицит, хлорит, флюорит, сфен, молибденит, арсенопирит, халькопирит, висмутин, золото.

Кварц имеет прожилковатую (мощность редко достигает 5 см) и метасоматическую форму проявления (от 10 до 20%), накладываясь повсеместно на минеральные образования предыдущей стадии (рис. 69). Спектральный анализ кварца приведен в табл. 50. Флогопит тесно связан с кварцем и постоянно его сопровождает, часто концентрируясь вдоль кварцевых прожилков. Флогопитизацию мы склонны рассматривать как одно из ярких проявлений непосредственно околожильного изменения. Развивается флогопит преимущественно по актинолиту, нередко образуя псевдоморфозы замеще-

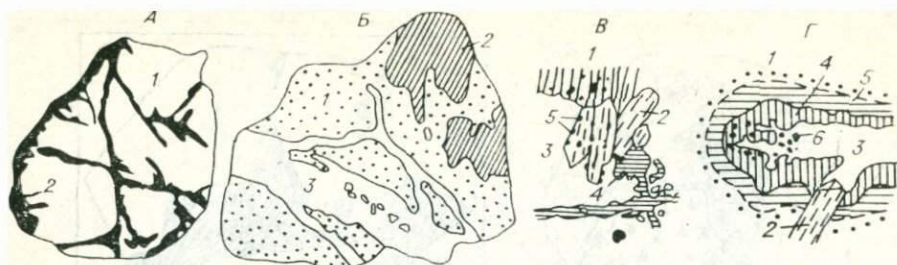


Рис. 69. Характер проявления кварцево-флогопитовых прожилков (А), кварца золото-сульфидной стадии (Б), кварца и золота (В), зональности при развитии кварцево-золото-сульфидных прожилков (Г), формировавшихся при гидротермально-метасоматических процессах (Дыбксийский участок).

А: 1 — апатит, 2 — кварцево-флогопитовые прожилки; Б: 1 — актинолит, 2 — альбитизированный диорит, 3 — кварц, В: 1 — актинолит, частично замещенный флогопитом (3), 2 — кристаллы апатита, 4 — кварц, 5 — золото; Г: 1 — неизмененный актинолит, 2 — апатит, 3 — кварц, 4 — флогопитизированный актинолит, 5 — окварцованный и хлоритизированный актинолит, 6 — золото.

ния в тех случаях, где отчетливо наблюдается метасоматическое, а не прожилковое развитие кварца.

Это обстоятельство лишний раз подчеркивает, что вблизи кварцевых жил, выполняющих открытые трещины, околожильный метасоматоз проявляется слабее, чем в тех участках, где растворы проникали по микрокапиллярам, т. е. под большим давлением, когда имелся широкий фронт взаимодействия растворов с замещаемой породой. Нередко агрегаты флогопита интенсивно замещают актинолитовые гнезда, при этом образуется определенная метасоматическая зональность (см. рис. 69). В редких случаях отмечаются псевдоморфозы флогопита по турмалину; нередко он развивается и по альбитизированным участкам, сопровождая процессы окварцевания. Показатель преломления ($N_g = 1,586 - 1,606$) позволяет отнести флогопит к сильножелезистой разновидности [Трегер, 1968].

Сфен развит довольно широко и приурочивается в основном к участкам окварцевания, альбитизации и амфиболлизации. Его агрегаты секут призматические кристаллы актинолита; со сфеном часто ассоциирует ильменит (рис. 70).

Серицит в виде редких чешуек развивается по плагиоклазам исходной породы, реже по турмалину. Аргиллизация наблюдается главным образом по альбиту, особенно в тех случаях, когда происходит его замещение флогопитом. Хлорит развит крайне редко и встречается:

в гнездах актинолита по границе между актинолитом и агрегатами флогопита, а также по отдельным зернам актинолита, расположенным в участках окварцевания; по $N_m = 1,56$ хлорит можно отнести к антигориту с содержанием 20% молекулы ферроантигорита [Трегер, 1968];

в секрциях кварцевых жилок, где хлорит совместно с кальцитом пластинчатого облика и реже с сульфидами выполняет промежуточные между кристаллами кварца; данный хлорит относится к ряду

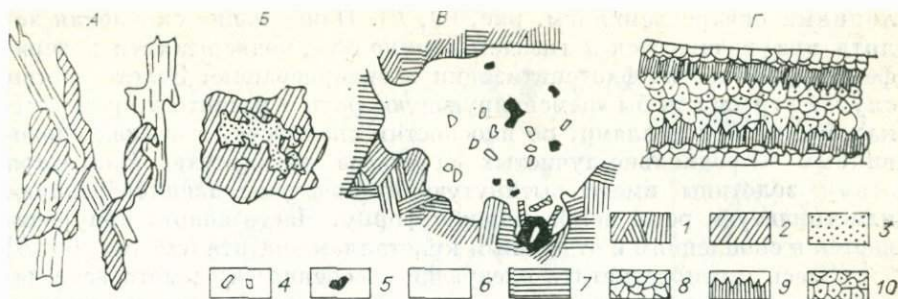


Рис. 70. Взаимоотношения минералов, формировавшихся при гидротермально-метасоматических процессах на Дыбыксийском участке.

А — характер проявления агрегатов сфена; Б — ассоциация сфена с ильменитом; В — приуроченность золота и висмутита к каолинизированному альбиту; Г — зональные кварцево-карбонатные прожилки.

1 — кристаллы актинолита, 2 — сфен, 3 — ильменит, 4 — висмутин, 5 — золото, 6 — каолинизированный альбит, 7 — апатит, 8 — зернистый кварц, 9 — кристаллы кварца, 10 — зернистый кальцит.

пеннина ($2V = 0$; $Nm = 1,576 - 1,589$). В указанных пустотках иногда встречаются единичные зерна флюорита.

Молибденит в виде вкраплений чешуйчатых агрегатов встречается в кварцевых жилах и полях метасоматического окварцевания в ассоциации с арсенопиритом и халькопиритом, а также в виде скоплений вблизи гнезд альбита и апатита в сильно окварцованных, реже в альбитизированных и амфиболлизированных диоритах. В районе Дыбыксийского участка были встречены большие поля свалов кварцевых жил с молибденитом.

Арсенопирит и халькопирит наблюдаются в кварцевых жилах и метасоматически окварцованных породах в ассоциации с молибденитом, иногда золотом и висмутином. Висмутин весьма редок, и условия нахождения его очень близки к условиям проявления золота, с которым он тесно ассоциирует. Наиболее часто висмутин совместно с золотом встречается в участках каолинизированного альбита (см. рис. 70), реже вдоль граней кристаллов апатита. Здесь следует отметить, что к юго-западу от описываемого участка в тех же геологических структурах уже встречаются жилы кварца с золотом и висмутином (рудопоявление Славянка).

Золото, тесно связанное с кварцем, присутствует преимущественно в свободном состоянии. Исследования руд показали, что свободно амальгируемое золото составляет 75,7%, золото, ассоциируемое с силикатной массой и необнаженное, — 0,8%, золото, тонко ассоциированное с сульфидами, — 2,6%, золото, амальгируемое после обработки HCl (золото в пленках), — 2,6%, золото, частично в минеральной оболочке, весьма мелкое, а также затертое минеральной пылью, — 18,5%. Химический анализ сборной пробы из различных метасоматически измененных пород общим весом в 300 кг приведен в табл. 50. Пробность золота 814.

Как показали исследования, отложение золота наблюдается там, где жильная форма проявления кварца переходит в площадную с яв-

лениями окварцевания (см. рис. 69, Г). Наибольшие скопления золота приурочиваются к гнездам актинолита, подвергшимся в периферических частях флогопитизации и окварцеванию. Золото в этом случае играет как бы «цементирующую» роль и развито в промежутках между кристаллами, по плоскостям спайности, в стыках сноповидных и радиально-лучистых агрегатов актинолита. Благодаря этому золотины имеют вытянутую, игольчатую, пленкообразную, пластинчатую, реже неправильную форму. Часто золото приурочивается к скоплениям и отдельным кристаллам апатита (см. рис. 69, В).

Здесь можно отметить следующие особенности: золото встречается между кристалликами апатита в форме вытянутых пластинок, пленок и сыпи микрочешуек; развито оно в стыках кристаллов апатита с альбитом, актинолитом, флогопитом и кварцем в виде пленок и пластинок; приурочивается к трещинкам отдельности кристаллов апатита, имея вид пленок и пластинок; отлагается в полях развития альбита в форме обильной тонкой вкрапленности, нередко с висмутином (см. рис. 70). Наконец, есть случаи приуроченности золота к выделениям крупночешуйчатого флогопита в виде пленок по плоскостям спайности. Морфологические особенности выделений золота необходимо учитывать при выборе технологии его извлечения.

На основании анализа фактического материала, касающегося характера локализации и выделения золота, можно сделать вывод, что наибольшие концентрации его наблюдаются в участках развития гнезд альбита, актинолита и апатита, подвергшихся метасоматическому окварцеванию, каолинизации, хлоритизации и флогопитизации. Распределение золота крайне неравномерное, но если учесть, что продукты метасоматических изменений образуют довольно выдержанные зоны почти меридионального простирания с падением на запад под углом $65-70^\circ$, то очертывание участков, содержащих золото, при соответствующем опробовании не должно вызывать каких-либо затруднений.

Кварцево-карбонатная стадия развита крайне слабо и представлена маломощными, хорошо выдержанными жилками, состоящими из кварца, кальцита и реже турмалина. Жилки часто имеют зональное сложение (см. рис. 70) и отчетливо секут минеральные образования кварцево-золото-сульфидной стадии.

Что касается каолинизации, проявляющейся в виде выдержанных маломощных зон (см. рис. 67), то она повсеместно накладывается на ранние образования, отчетливо приурочиваясь к контактам гидротермально измененных в разное время пород. Заложению этих зон предшествовали интенсивное дробление и милонитизация пород, о чем свидетельствуют присутствующие в них обломки в разной степени измененных предыдущими процессами горных пород и наличие отчетливых «зеркальных» контактов с вмещающими породами.

Зоны каолинизации имеют довольно выдержанное меридиональное, широтное или северо-западное простирание и смещают жильные образования (в частности, кварцево-турмалиновых прожилков кварцево-карбонатной стадии) с амплитудой до 2—3 м. На глубине зоны каолинизации имеют невыдержанную мощность и часто посте-

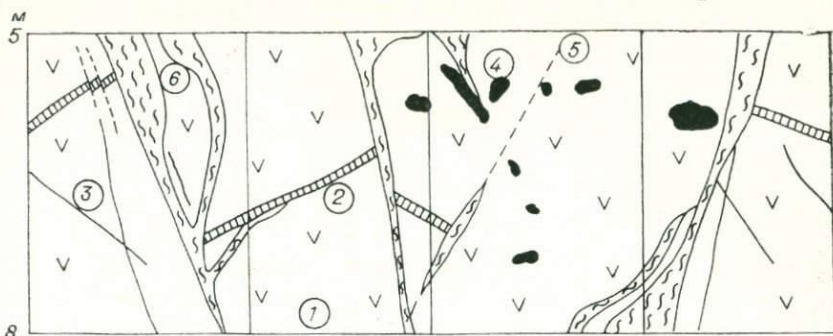


Рис. 71. Характер поведения зон каолинизации с глубиной (фрагмент развертки глубокого шурфа).

1 — окварцованные и амфиболитизированные диориты, 2, 3 — кварцево-турмалиновые (2) и кварцевые (3) жилки, 4 — гнезда агрегатов актинолита с видимым золотом, 5 — трещины на продолжении зон каолинизации (6).

ленно переходят в трещинные зоны, представленные милонитом (рис. 71). Каолинит, выполняющий указанные зоны, имеет беловато-серый, серый, голубоватый или зеленоватый цвет, что обусловлено минералогическим составом пород, по которым в гипергенных условиях произошло заложение зон каолинизации. В этот же период формировались кальцит, малахит, халькозин, лимонит и молибденовые охры. Зона окисления, как следует из наблюдений, имеет небольшие масштабы и существенного влияния на характер золотого оруденения, очевидно, не оказала.

В заключение отметим, что охарактеризованные выше гидротермально-метасоматические процессы и связанные с ними продукты изменения магматических пород можно подразделить на:

дорудные — калишпатизированные существенно кварцевые, серицито-кварцевые, кварцево-серицит-турмалиновые и кварцево-турмалиновые образования;

предрудные — локальные участки альбитизации и наложенных на нее процессов амфиболитизации;

рудные, связанные с процессами метасоматического окварцевания, флогопитизации, хлоритизации, формированием сульфидов и отложением золота;

послерудные, представленные кварцево-карбонатными, кварцево-турмалиновыми прожилками и заложением сложноморфологических зон каолинизации.

Формирование дорудных и предрудных метасоматитов происходило на фоне падения температур от 460 до 360°C при участии в рудных растворах газообразных флюидов [Широких и др., 1979]. Парагенетическая схема минералообразования приведена на рис. 72.

Рассмотрение характерных минеральных парагенезисов описанных метасоматитов [Коробейников, Шубин, 1971] свидетельствует, что их формирование в значительной мере определялось изменениями химических потенциалов (активности) наиболее важных подвижных компонентов — комплексообразователей (Si, Al, Ca, Mg, Fe, As,

Минерал	1	2	3	4	5
Кварц	—	—	—	—	
Турмалин	—			—	
Серпичит	—		—		
Каолинит					—
Кальцит	—				
Апатит		—		—	
Актинолит		—			
Альбит	—				
Флогопит			—		
Хлорит			—		
Молибденит			—		
Арсенопирит			—		
Халькопирит			—		
Висмутин			—		
Золото			—		
Сфен			—		
Флюорит			—		

Рис. 72. Схема последовательности выделения минералов Дыбкисинского участка.

1 — 4 — кварц-серпичит-турмалиновая (1), альбитизации и амфиболитизации (2), кварцево-золото-сульфидная (3) и кварцево-карбонатная (4) стадии, 5 — гипергенная каолинизация.

Mo, Cu, Bi, Au), сильных оснований (Na, K), кислотных анионов (F, B, P, HCO₃). Эти главные компоненты раствора способны давать определенные комплексные соединения [Комаров, 1963], которые всецело определяли поведение различных элементов раствора в каждый момент его эволюции и, следовательно, способствовали концентрации как нерудных, так и рудных минералов.

Присутствие турмалина, апатита, флогопита, флюорита указывает на участие в формировании минеральных ассоциаций определенной части легколетучих компонентов, игравших роль минерализаторов в высоко-среднетемпературных (450—300°C) природных растворах. Всюду отмечаются признаки воздействия фтора, бора, калия и натрия. Установлено, что фтор наряду с натрием проявляет исключительную активность в различных процессах, чрезвычайно способен к комплексообразованию и переносу различных металлов как в кислых, так и в щелочных средах, играя важную роль в природном минералообразовании [Набоко, 1957; Хетчинков и др., 1969].

Высокая активность натрия при альбитизации, очевидно, объясняется благоприятной средой (магматическое тело диоритового состава) [Коржинский, 1955]. За пределами диоритового штока в области гранитов (т. е. пород менее основного состава) альбитизация отсутствует, тогда как окварцевание проявляется очень интенсивно.

Отсюда следует, что отложение золота было связано с щелочным метасоматозом фтор-кремниевое-натриевой специализации. И это не случайно. Знакомство с минеральными ассоциациями месторождений Забайкалья показало, что постмагматические растворы, принимавшие участие в формировании различных месторождений, имели в отношении минерализаторов не только натриевую, но главным образом борно-фторовую специализацию. Изучение рассматриваемых процессов щелочного метасоматоза [Коробейников, Шубин, 1971] показало, что в зонах альбитизации фиксируется высокая подвижность кремния, натрия, кальция, магния и железа с привнесением кремния, натрия, частично алюминия и выносом остальных петрогенных элементов. Исходя из результатов изучения газово-жидких включений в альбите и рудоносном кварце, данных декрепитации, состава

сопровождающих минералов (амфибол, флогопит, апатит, флюорит), можно полагать, что рудообразование происходило при температурах 360—200°C с участием натриево-галоидных комплексов золота в растворах.

Характер развития метасоматоза и относительная стабильность химизма минералов переменного состава (альбит, амфибол) во всех изученных зонах альбитизации позволяют отнести щелочной метасоматоз к инфильтрационному типу. Что касается геохимических и физико-химических условий формирования продуктов метасоматических процессов, то более подробно эти материалы освещены в работе Б. И. Лашина и И. Н. Широких [1981].

Глава 4

Типы золоторудной минерализации и закономерности их размещения

В настоящей главе впервые для восточной части Даурской зоны (Кыра-Дарасунский блок) рассматриваются типизация и систематика золоторудной минерализации, ее регионально-локальная зональность и связь с определенными интрузивными сериями вулканоплутонической ассоциации, при этом учитывается пространственное размещение ее в своеобразной макрорестничной структуре.

СИСТЕМАТИКА ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

По мнению большинства исследователей, при систематизации месторождений золота основной классификационной единицей должна быть рудная формация с ее возможными типами и подтипами. Как отмечает Н. В. Петровская, «эти положения получили широкое признание, но их использование крайне затрудняется разноречивостью трактовки самого понятия «рудная формация»; дискуссионным остается выбор главных и соподчиненных классификационных критериев» [Петровская, 1973, с. 23].

Типизация и тем более формационный анализ золоторудных месторождений Забайкалья периода мезозойской тектономагматической активизации «представляет собой, — как справедливо указано в книге [Геология..., 1970, с. 149], — сложную и далеко еще не решенную задачу», что было отмечено также и на Всесоюзном совещании по металлогении активизированных областей [Металлогения..., 1973].

Относя минерализацию к тому или иному типу, мы учитывали наиболее важные и общепринятые [Воларович, 1969; Константинов, 1966; Кузнецов, 1966; Петровская, 1955; Тимофеевский, 1968] факторы, которые следуют из изложенного в предыдущих разделах фактического материала и определяют продуктивную на золото ассоциацию, специфические прерудные и околорудные изменения, совокупность сходных локальных геологических условий формирования продуктивных минеральных ассоциаций в рудных полях. Типы минерализации, в свою очередь, подразделялись нами на минеральные подтипы, различающиеся в основном по главным рудным и жильным минералам с учетом характера их проявления.

Под типом минерализации мы понимаем совокупность парагенетических минеральных ассоциаций, возникающих на всем протяжении формирования месторождения и характеризующие его основные генетические особенности [Баженов и др., 1970; Шубин, 1970]. Мы предлагаем выделить следующие типы золоторудной минерализации восточной части Даурской зоны:

золото-кварцево-сульфидный тип жильного оруденения. Подтипы: прожилково-вкрапленный арсенопиритовый (в ряде случаев с висмутином) и кварцево-карбонатно-сульфидный (типично жильный);

золото-серицит-сульфидный тип вкрапленного и реже прожилково-кварцевого оруденения. Подтипы: прожилково-вкрапленный серицит-пиритовый (в редких случаях с турмалином) и кварцево-карбонатно-сульфидный (прожилковый);

золото-альбит-кварцевый (золотоносные альбититы) тип прожилково-метасоматического оруденения.

Последние два типа золоторудной минерализации выделяются нами впервые.

Определенные специфические и общие черты указанных типов золоторудной минерализации обобщены в табл. 51. Приведенная в ней систематика дает возможность рассматривать условия образования месторождений и залегание их в конкретной геологической обстановке, а также различать месторождения по форме рудных тел и составу руд [Шубин, 1974].

В регионе намечается возможность выделения кроме указанных типов золоторудной минерализации золото-халцедоновидно-кварцевого типа жильного и прожилкового оруденения (некоторые участки Сыпчегурского рудопроявления, Тыргетуйское и Туринское), изученного крайне недостаточно. Пока можно только отметить, что эта минерализация пространственно приурочивается к бортам верхнемезозойских наложенных впадин, реже к экстрозивным аппаратам, сосредоточиваясь преимущественно в трещинных структурах близмеридионального или северо-восточного направления. В ряде случаев она отмечается и вне связи с депрессионными структурами (гора Грищевская). Минеральный состав жил представлен ассоциацией пирита, арсенопирита, халькопирита, антимонита (содержание сульфидов — десятки доли процента), кварца (часто халцедоновидный) и кальцита. Околорудные изменения выразились в развитии метасоматических кварцитов, карбонатизации, сульфидизации.

Чрезвычайно интересны две намечающиеся особенности поведения рассматриваемого оруденения: во-первых, переход его с глубиной в золото-кварцево-сульфидную минерализацию (Илинское месторождение и Сыпчегурское рудопроявление) и, во-вторых, появление его на конечных этапах развития золото-кварцево-сульфидного типа оруденения (Любавинское месторождение). В свете всего этого следует обратить внимание на те участки, где эта минерализация проявляется в «самостоятельном» виде (Ононское рудопроявление).

Сложность тектономагматического развития региона в период мезозойской активизации влияла и на эволюцию рудоносных растворов, что, очевидно, и привело к формированию достаточно «пестрых» минеральных типов. Совершенно прав А. Д. Щеглов [1966], отметивший, что в структурах «активизации» могут быть выявлены месторождения новых минеральных типов, примером чего служит Дыбык-синское оруденение — золотоносные кварцево-альбитовые метасоматиты, выделенные автором в 1961 г. [Шубин, 1963]. Сходные существенно альбитовые метасоматические породы, сопровождающиеся прожилковой и рассеянной золоторудной минерализацией, отмечаются в различных геотектонических провинциях на Салаире [Булытников, 1938], в Хакасии [Ильенок, 1950], Кузнецком Алатау [Дембо, 1952; Забияка и др., 1969; Зимнухова и др., 1968; Коробейников, 1968], Средней Азии [Абдулаев и др., 1963], на Южном Урале [Бородаевский, 1938] и связаны с развитием магматизма салаирского, каледонского, герцинского и киммерийского циклов, т. е. расположены как в древних складчатых областях, так и в зонах активизированных складчатых структур. Кроме того, золотоносные альбитовые породы описаны для многих зарубежных месторождений.

Кварцево-альбитовые метасоматиты в отмеченных районах занимают вполне определенное положение среди гидротермально-метасоматических пород. Появление в них кварца, сульфидов и золота, по-видимому, было следствием эволюции щелочных растворов. Формирование золотоносных альбитов связано со становлением гранитоидных и диоритоидных интрузивных комплексов, характеризующихся натриевой и золотой геохимической специализацией [Коробейников, Шубин, 1971].

Специфика появления кварцево-альбитовых метасоматитов, их отношение к наложенной золоторудной минерализации, своеобразный минералогический состав и относительно широкое участие в тектономагматических циклах развития различных регионов мира послужили основанием для выделения самостоятельного типа золотого оруденения, связанного с альбититами [Коробейников, Шубин, 1969, 1971]. Что касается положения золотоносных альбититов в существующих классификациях золоторудных месторождений, то выделяемый тип золотого оруденения, вероятно, следует включить в группу полигенных послемагматических месторождений [Рожков, 1968]. Согласно геохимической классификации золоторудных месторождений А. Е. Ферсмана [1931], данный тип золотого оруденения можно причислить к первой группе, находящейся на границе флюидных и гидротермальных систем.

Систематика золоторудной минерализации восточной части Даурской зоны

Типы золоторудной минерализации	Золото-кварцево-сульфидный	Золото-серицит-сульфидный	Золото-альбит-кварцевый (золотоносные альбититы)
Металлогеническая эпоха (цикл)	Киммерийская		
Возраст	Средне-верхнеюрский		
Геотектонические условия	Послегеосинклинальная тектономагматическая активизация		
Термодинамические условия $P_{атм}$ $T, ^\circ C$	980—200 350—50	700—600 350—50	360—50
Геологическая позиция	Зоны повышенной трещиноватости в песчано-сланцевой пермо-триасового возраста толще, магматических телах триасового и среднеюрского возраста	Зоны дробления (брекчии) и повышенной трещиноватости в триасовых гранитах и магматических телах верхнеюрского возраста	Зоны дробления в диоритовых штоках верхнеюрского возраста и триасовых гранитах
Тектонические структуры	Субширотные тектонические зоны, входящие в макроэстичный тип структуры		
Ассоциированные с оруденением магматические породы	Дайки гранит-порфиров, фельзит-порфиров и серия лампрофировых пород	Дайки кварцевых порфиров, диорит-порфиритов и штокообразные тела диоритов	Штокообразные тела диоритов и дайки диорит-порфиритов
Источник оруденения	Мезозойский магматизм (залегание кровли базальтового слоя 14—16 км)		

Глубина формирования	1—1,5 км	0,5—0,9 км	
Изменения вмещающих пород	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, реже турмалинизация, карбонатизация	Серицитизация, березитизация, окварцевание, хлоритизация и турмалинизация	Калишпатизация, альбитизация, актинолитизация, флогопитизация, апатитизация, окварцевание и турмалинизация
Минералы жильные	Средне-крупнозернистый кварц, альбит, ортоклаз, анкерит, турмалин, фенгит, кальцит, хлорит, серицит	Мелкозернистый кварц, доломит, турмалин, зоны серицитизации и березитизации	Мелкозернистый кварц, кальцит, турмалин, зоны метасоматического окварцевания, амфиболитизации и альбитизации
рудные	Арсенопирит, пирит, вольфрамит, шеелит, молибденит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, тетраэдрит, буланжерит, джемсонит, антимонит, менегинит, золото, висмутин, тетрадимит	Пирит, тетраэдрит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, золото	Висмутин, халькопирит, арсенопирит, молибденит, золото
Специфические элементы рудного процесса	Bi, Sn, W, Hg, Cd, In, Sr	Bi, Sn, Ag	Ag, Zn, Pb, Sn, Sb
Примеси в золоте	Ag, Cu, Fe, As, Te, реже Bi, Pb	Ag, Cu, Fe, Mg, реже Pb	Не определялось
Пробность золота	800—960	784—880	814 и выше
Размеры и морфология золотинок	Весьма разнообразны	Дисперсное	От 0,01 до 1—3 мм; морфология разнообразная
Сростки золота с другими минералами	Пирит, арсенопирит, галенит, халькопирит и тетраэдрит, висмутин, менегинит	Дисперсное в пиритах, сростки с тетраэдритом и халькопиритом	Актинолит, апатит, флогопит, реже висмутин

Продуктивная ассоциация	Арсенопирит, висмутин, галенит, буланжерит, джемсонит, тетраэдрит и менегинит	Пирит, тетраэдрит, халькопирит, арсенопирит	Висмутин, халькопирит, арсенопирит
Минеральные подтипы	Арсенопиритовый, в ряде случаев с висмутином, и кварцево-карбонат-сульфидный	Серицит-пиритовый (в редких случаях с турмалином) и кварцево-карбонат-сульфидный	Не выделяются
Зональность	Вертикальная прямая и обратная на коротких и горизонтальная на длинных (сотни метров) расстояниях		
Структурно-морфологические типы рудных тел	Жильный: системы жил, приуроченные к разрывным и сколовым трещинам, мощные круто- и пологопадающие жилы простого и сложного строения; зоны минерализации	Прожилково-вкрапленный; зоны редких маломощных жилок различных направлений	Прожилково-метасоматический с образованием сложноморфологических зон; кварцевые прожилки отсутствуют или развиты в очень ограниченном количестве

Как указывает А. Д. Щеглов [1966, с. 73], «...сложные вопросы взаимосвязи процессов активизации с формированием рудоносных интрузий и эндогенных месторождений изучены еще очень слабо. По существу, до самого последнего времени эти вопросы не рассматривались с точки зрения выделения совершенно самостоятельной группы месторождений, формирующихся в условиях активизации складчатых стабилизированных сооружений, когда роль разломов, контролирующих и определяющих появление месторождений, приобретает совершенно особое и ведущее значение».

Все эти обстоятельства позволяют поставить вопрос не только о типизации, но и о формационном анализе золоторудных месторождений Даурской зоны Центрального Забайкалья.

Как отмечает В. А. Кузнецов, «в основе формационного метода исследования лежит выделение геологических формаций, т. е. естественных ассоциаций горных пород, минералов и руд, тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке образования» [Кузнецов, 1972, с. 3]. Под естественной ассоциацией руд здесь следует понимать совокупность рудных месторождений, свойственных определенному типу минерализации и связанных с тем или иным тектономагматическим этапом развития рудного района или провинции.

Главнейшими факторами [Захаров, 1953], благоприятным сочетанием которых обусловлено образование месторождений полезных ископаемых, являются:

геотектонический и тектономагматический, определяющие общую геологическую обстановку образования месторождений, связь их с определенным типом магматизма и приуроченность к основным структурным элементам земной коры;

геохимический и физикохимический, которые в совокупности, имея соответствующую зависимость от первых двух факторов, определяют характер околорудных изменений, парагенетические минеральные ассоциации, помогающие выяснению текстурно-структурных особенностей руд, и характер процесса рудообразования, т. е. генезиса месторождений.

Рассмотрим, каким образом эти факторы нужно учитывать при формационном анализе золоторудных месторождений рассматриваемого нами региона. Исходя из представления о типе минерализации, данного на с. 154, геохимический и физико-химический факторы будут определять тот или иной тип минерализации. В то же время выделенные нами типы минерализации формировались в своеобразных условиях периода тектономагматической активизации региона, что позволяет объединить их в единую рудную формацию, определяемую геотектоническим и тектономагматическим факторами.

Рудная формация, таким образом, представляет совокупность типов минерализации, развитие которых было связано с конкретным этапом рудогенезиса и магматической деятельности, объединенных единством тектонических условий образования. Тип минерализации должен быть составной частью рудной формации, через него осуществляется процесс познания парагенетических минеральных ассоциаций, выделение минеральных типов руд и другие факторы, необ-

ходимые для полного понимания генезиса месторождений. Принцип, основанный на анализе типов минерализации, позволяет сокращать или увеличивать (нежелательно для формации [Кузнецов, 1966]) число последних в зависимости от уровня познания их генетических особенностей, всегда оставаясь при этом в рамках определенной формации.

Для рассматриваемого региона выделенные типы золоторудной минерализации, формировавшиеся в условиях мезозойской тектономагматической активизации, могут быть отнесены к золото-сульфидно-кварцевой формации, связанной с проявлением сложной вулканоплутонической ассоциации щелочно-базальтоидного магматизма сводово-глыбовых областей завершенной складчатости. Этим самым мы подчеркиваем основу формационного анализа — геологические условия формирования месторождений, что в последние годы нашло отражение и в представлениях Р. М. Константинова [1974] о рудных формациях. Этот исследователь вполне четко показывает функциональную зависимость минеральных ассоциаций от геологических условий их образования.

Выделяемую нами формацию, очевидно, можно отнести к «группе рудных формаций областей тектономагматической активизации древних складчатых областей и платформ» [Кузнецов, 1973, с. 314].

Границы формаций, связанных с конкретными структурами и тектономагматическим этапом развития, могут быть резкими или менее четкими вплоть до постепенных переходов через сквозные типы минерализации, что определяет единство развития земной коры и взаимосвязь явлений в различных геологических структурах. В качестве примера можно отметить такие формации, как золото-кварцевая и золото-кварцево-сульфидная, встречающиеся в эвгеосинклиналях, миогеосинклиналях, зонах активизации платформ и областей завершенной складчатости.

Дальнейшая разработка формационного анализа должна, очевидно, во-первых, идти по пути установления типов золоторудной минерализации определенных геотектонических областей, во-вторых, базироваться на геотектоническом и тектономагматическом анализе этапности (стадийности) развития геологических структур, учитывая современные представления о магмо-рудоконтролирующих структурах земной коры [Кузнецов, 1970]. Это плодотворно может сказаться на анализе областей активизации, ибо, как отмечает А. Д. Щеглов [1968], каждой стадии активизации свойствен специфический комплекс эндогенных месторождений, которые определяются главным образом формациями развитых здесь магматических пород. В этом отношении довольно яркие примеры даются в работах И. С. Рожкова [1971] при рассмотрении близповерхностных и среднеглубинных месторождений золота, приуроченных к геотектоническим областям различных типов.

Нам думается, что отмеченный выше подход с учетом тех достижений формационного анализа, которые заложены в работах Ю. А. Кузнецова, Р. М. Константинова, В. А. Кузнецова, Н. В. Петровской и многих других, поможет в дальнейшем рассмотреть вопрос о построении геологической классификации рудных формаций.

МАГМАТИЗМ И СВЯЗЬ С НИМ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Дайковые породы, с которыми в восточной части Даурской зоны ассоциируют гидротермальные месторождения золота, по составу весьма разнообразны, при этом наиболее тесную связь оруденение имеет с дайками и штокообразными магматическими телами повышенной основности. Отмечается высокая насыщенность субширотных тектонических зон, развитых в Кыра-Дарасунском блоке, дайковыми телами, что может указывать на своеобразный тектонический режим их формирования, отличный от становления вулканогенных и субвулканических серий, имеющих в основном близмеридиональный характер распространения [Старченко и др., 1966] и образующих совместно с субширотными дайковыми телами единую вулканоплутоническую ассоциацию (сохондинская и харалгинская серии), столь характерную для Центрального Забайкалья и относящуюся к «внегеосинклинальному», «сводово-блоковому» или «сводово-разломному» типам магматизма [Кузнецов и др., 1967].

В ходе формирования вулканоплутонической ассоциации отмечается резкая перестройка тектонических структур перед внедрением магматических образований плутонической серии. Если простирание впадин и ориентировка тектонических зон, контролирующая каналы эффузивов, имеют близмеридиональное простирание (см. рис. 4), то интрузивные тела концентрируются вдоль близширотных тектонических нарушений, секущих Кыра-Дарасунский блок в виде своеобразной макролестничной системы. В близширотных тектонических структурах Верхне-Ононского района широко распространены дайковые тела кислого и среднего состава, родственные среднеюрской сохондинской серии, а в структурах Тура-Илинского района — дайковые и штокообразные тела кислого и среднего состава, родственные верхнеюрской харалгинской серии. На отмеченное родство указывают:

статистические исследования по проверке гипотезы о равенстве средних [Шарапов, 1965], которые показали, что содержание большинства петрогенных элементов даек Верхне-Ононского района (любавинский комплекс) и пород сохондинской серии, даек и штокообразных тел Тура-Илинского района (илинский комплекс) и пород харалгинской серии соответствует в каждом случае гипотезе о равенстве (табл. 52—54);

результаты проверки (F — критерий Фишера) степени рассеяния средних содержаний петрогенных элементов (см. табл. 53, 54), позволяющие отметить: степени рассеяния TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO и K_2O равны для пород любавинского комплекса и сохондинской серии; степени рассеяния SiO_2 , FeO , CaO и K_2O равны для пород илинского комплекса и харалгинской серии, а степень рассеяния остальных элементов комплекса меньше, чем в харалгинской серии;

близость векторов сохондинской серии и любавинского комплекса, харалгинской серии и илинского комплекса (рис. 73);

Статистические характеристики содержаний петрогенных элементов в породах мезозойских магматических образований Центрального Забайкалья

Магматический комплекс, серия	Характеристика	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Любавинский комплекс (30 ан.)	\bar{X}	65,06	0,62	16,52	1,65	3,07	0,09	3,19	4,16	3,91	2,65
	S	7,11	0,33	1,27	1,26	2,17	0,09	2,66	2,36	1,10	0,87
	$\lambda_{0,05}$	2,54	0,12	0,46	0,45	0,78	0,03	0,96	0,85	0,39	0,31
Соходнинская серия (30 ан.)	\bar{X}	65,06	0,52	15,94	1,85	4,20	0,12	2,22	3,33	2,70	3,19
	S	13,85	0,28	0,58	2,24	1,62	0,11	1,59	1,38	0,80	0,71
	$\lambda_{0,05}$	4,95	0,10	0,57	0,80	0,58	0,04	0,57	0,50	0,29	0,61
Харалгинская серия (69 ан.)	\bar{X}	70,97	0,39	14,58	1,46	2,06	0,05	0,83	1,81	2,46	4,69
	S	6,80	0,50	1,90	1,80	1,47	0,04	0,41	2,27	1,24	1,32
	$\lambda_{0,05}$	1,60	0,12	0,45	0,43	0,35	0,01	0,33	0,54	0,29	0,31
Илийский комплекс (24 ан.)	\bar{X}	68,41	0,37	14,48	1,58	1,60	0,05	0,49	1,95	3,15	4,05
	S	7,92	0,21	0,95	0,62	1,67	0,06	1,86	2,45	0,65	0,99
	$\lambda_{0,05}$	3,17	0,08	0,38	0,25	0,67	0,02	0,74	0,98	0,26	0,40

Примечание. \bar{X} — среднее арифметическое содержание компонентов; S — выборочный стандарт содержаний компонентов; $\lambda_{0,05}$ — точность среднего арифметического при надежности 0,95.

Таблица 53

Результаты проверки гипотез H_0 о равенстве средних содержаний и дисперсии содержаний петрогенных элементов в породах любавинского комплекса (a_1 и σ_1) и соходнинской серии (a_2 и σ_2)

Оксид	$H_0: a_1 = a_2$			$H_0: \sigma_1 = \sigma_2$		
	t _{выч}	Критич. значения	Заключение	F _{выч}	Критич. значения	Заключение
SiO ₂	0,02	2,00	$H_0: a_1 = a_2$	3,8	1,84	$H_1: \sigma_1 \neq \sigma_2$
TiO ₂	1,25	2,00	То же	1,41	1,84	$H_0: \sigma_1 = \sigma_2$
Al ₂ O ₃	1,56	2,00	» »	1,54	1,84	То же
Fe ₂ O ₃	0,45	2,00	» »	3,17	1,84	$H_1: \sigma_1 \neq \sigma_2$
FeO	2,29	2,00	$H_1: a_1 \neq a_2$	1,79	1,84	$H_0: \sigma_1 = \sigma_2$
MnO	1,11	2,00	$H_0: a_1 = a_2$	1,48	1,84	То же
MgO	1,70	2,00	То же	2,80	1,84	$H_1: \sigma_1 \neq \sigma_2$
CaO	1,65	2,00	» »	2,90	1,84	То же
Na ₂ O	2,60	2,00	$H_1: a_1 \neq a_2$	1,83	1,84	$H_0: \sigma_1 = \sigma_2$
K ₂ O	2,03	2,00	То же	1,80	1,84	$H_0: \sigma_1 = \sigma_2$

Результаты проверки гипотез H_0 о равенстве средних содержаний и дисперсии содержаний петрогенных элементов в породах илинского комплекса (a_3 и a_4) и харалгинской серии (a_3 и a_4)

Оксид	$H_0: a_3 = a_4$			$H_0: \sigma_3 = \sigma_4$		
	t выч	Критич. значения	Заключение	F выч	Критич. значения	Заключение
SiO ₂	1,40	2,06	$H_0: a_3 = a_4$	1,24	1,78	$H_0: \sigma_3 = \sigma_4$
TiO ₂	1,78	2,06	То же	5,72	1,98	$H_1: \sigma_3 \neq \sigma_4$
Al ₂ O ₃	0,33	2,06	» »	4,0	1,98	То же
Fe ₂ O ₃	0,32	2,06	» »	8,45	1,98	» »
FeO	1,2	2,06	» »	1,29	1,78	$H_0: \sigma_3 = \sigma_4$
MnO	0,0	2,06	» »	4,0	1,98	$H_1: \sigma_3 \neq \sigma_4$
MgO	1,73	2,06	» »	20,6	1,78	То же
CaO	2,05	2,06	» »	1,16	1,78	$H_0: \sigma_3 = \sigma_4$
Na ₂ O	3,45	2,06	$H_1: a_3 \neq a_4$	3,65	1,98	$H_1: \sigma_3 \neq \sigma_4$
K ₂ O	2,46	2,06	То же	1,70	1,98	$H_0: \sigma_3 = \sigma_4$

вариационные диаграммы (рис. 74) указывают на близость положения фигуративных точек сравниваемых магматических образований;

набор акцессорных минералов и элементов-примесей (рис. 75) сравниваемых магматических образований любавинского комплекса и сохондинской серии довольно близок, хотя содержание типичных для них минералов (апатита, циркона, сфена) и элементов (Pb, Co, Sr, Ba, V и Ge) повышено в породах сохондинской серии, а в любавинских дайках имеем повышенные концентрации пирита, халькопирита, арсенопирита и Sn, W, Nb, Zn. Харалгинская серия отличается большим набором акцессорных редкометалльных минералов [Тихомиров и др., 1964].

Сопоставляя дайковые породы рассмотренных выше районов, необходимо отметить два момента [Шубин и др., 1973]:

кислые разности пород Верхне-Ононского района отличаются от подобных пород Тура-Илинского района пониженным содержанием свободной кремнекислоты ($Q = 27,9$ против 32,8), резко пониженной щелочностью ($a/c = 9,8$ против 37,9), повышенной магнезиальностью ($m = 27,1$ против 11,7) и преобладанием натрия над калием ($n = 67,5$ против 52,2);

дайковые породы среднего состава Верхне-Ононского района отличаются от подобных пород Тура-Илинского района также пониженным содержанием свободной кремнекислоты ($Q = 7,9$ против 12,1), пониженной щелочностью ($a/c = 1,8$ против 2,7), несколько повышенной магнезиальностью ($m = 50,5$ против 46,2), преобладанием натрия над калием ($n = 70,3$ против 64,4) и повышенным со-



Рис. 73. Диаграмма средних составов пород (А) и средних химических составов (В) мезозойских магматических комплексов Центрального Забайкалья.

Любавинские дайковые породы: 1 — альбитофиры, 2 — гранит-порфиры, 3 — калишпатизированные плагиогранит-порфиры, 4 — микродиориты, 5 — кварцевые диорит-порфиры, 6 — спессартиты, 7 — диорит-порфиры, 8 — калишпатизированные диорит-порфиры. Сохондинский комплекс: 9 — андезито-базальтовые порфиры, 10 — микродиориты, 11 — дациты, 12 — плагиограниты, 13 — липарито-дацитовый порфир, 14 — гранодиорит-порфир, 15 — гранит-порфир. Харалгинский комплекс и илинские дайковые породы: 16 — гранит-порфиры, 17 — кварцевые порфиры, 18 — лейкократовые граниты, 19 — андезиты, 20 — дациты, 21 — липариты, 22 — фельзиты, 23 — кварцевые диоритовые порфиры, 24 — авгит-роговообманковые порфиры, 25 — кварцевые диориты, 26 — граносениты.

держанием феррических компонентов ($b = 18,0$ против $14,4$). В дайках Верхне-Ононского района повышены по сравнению с кларковыми содержаниями Cu, Zr, Sc, тогда как в породах Тура-Илинского района повышено содержание Pb, Ga, Ni, Cu, Y, As.

Таким образом, сравнительный анализ дайковых образований различных районов Кыра-Дарасунского блока показывает, что они в целом характеризуются в Верхне-Ононском районе пониженным содержанием свободной кремнекислоты и щелочей, большей натровостью и магниальностью, повышенными содержаниями W, Sr и Sc; в Тура-Илинском районе повышены содержания свободной кремнекислоты и щелочей, ниже натровость и магниальность, повышены содержания Ni, Sn, V, As, Y и Yb.

Вулканические пояса представляют собой специфические структуры, проявившиеся по периферии (краевым частям) Кыра-Дарасунского блока, имевшего общую тенденцию к воздыманию по границам с соседними более стабильными блоками. Обстановка растяжения, по-видимому, была важным условием проявления вулканизма. Эффузивные покровы при этом захватывали на возвышенных плато площади, более широкие, нежели районы впадин и вулканов центрального типа (например, район горы Алханай).

Для становления плутонических серий решающее значение имело поднятие из глубинных зон базальтовых расплавов, определив-

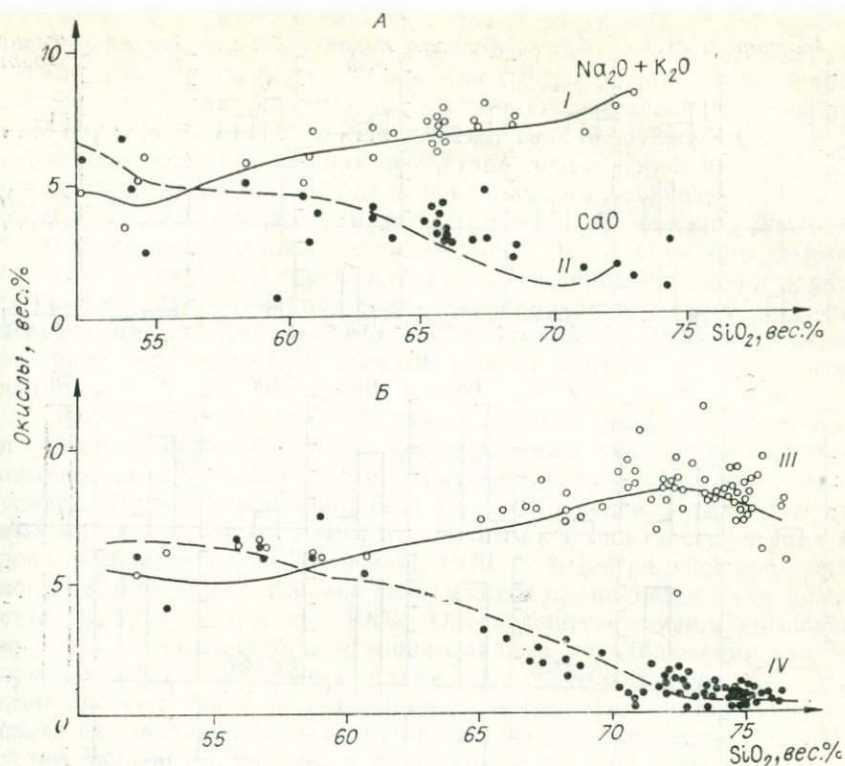


Рис. 74. Положение фигуративных точек пород сохадинского (А) и харалгинского (Б) комплексов относительно вариационных линий $\text{CaO} : \text{SiO}_2$ и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ любавинских (I, II) и илинских (III, IV) дайковых пород.

ших формирование сводового поднятия и магматическую деятельность. С этим вполне согласуются данные Г. М. Менакера [1970] об увеличении мощности базальтового слоя при развитии Южно-Давурского сводового поднятия. Оценивая картину размещения рудных месторождений Центрального Забайкалья, Г. И. Менакер указывает, что золоторудные месторождения приурочиваются к области с наибольшей мощностью земной коры и относительно неглубоким (14—16 км) залеганием кровли базальтового слоя (см. рис. 2). При этом все интрузивные породы, располагаясь в ареале [Фаворская, и др., 1969] эффузивов, контролируются разломами, поперечными к тем, которые определяют размещение вулканических центров.

В. А. Кига́й, М. А. Фаворская [1964] и Е. К. Устиев [1966] отмечали целесообразность выделения среди вулканоплутонических ассоциаций по крайней мере двух групп: в одной группе вулканические и интрузивные процессы переплетаются во времени, в другой интрузивная серия имеет наложенный характер и не связана единством тектонических движений с процессом образования вулкани-

ческих толщ (примером служит Кыра-Дарасунский блок). Причину автономии, очевидно, следует искать в том, что развитие единого мезозойского магматического очага в Кыра-Дарасунском блоке происходило в две стадии: раннюю, определившую становление вулканогенных пород и отвечающую еще периоду слабой дифференциации очага, и позднюю, выразившуюся в становлении пород plutонической серии после перестройки плана тектонических структур. Последнее обстоятельство, очевидно, и дало толчок к проявлению более глубинных дифференциатов магматического очага. При этом формирование plutонической серии шло в сторону пород среднего и основного состава. В этот период отчетливо проявилась теснейшая связь тектоники и магматизма, без учета которой невозможно объяснить все разнообразие тектономагматических процессов областей активизации.

Ю. А. Кузнецов отмечал, что «...высокая дифференцированность и специфическая обстановка формирования вулканоплутонических ассоциаций обуславливают в первую очередь особо благоприятные условия для формирования богатых месторождений редких и цветных металлов, сосредоточенных главным образом в структурах сводово-глыбового типа» [Кузнецов, 1970, с. 10]. При этом промышленное оруденение в обстановке активизации проявляется на ее поздних стадиях [Вольфсон и др., 1969]. Определенную помощь в выяснении времени формирования оруденения оказывают наблюдения над соотношением его с дайковыми телами plutонической серии, формирующимися, как правило, в поздний этап развития тектономагматического цикла. Связь месторождений золота с изверженными породами установить очень трудно, в большинстве случаев можно только условно.

В изученном регионе о наличии таких связей свидетельствуют некоторые общие закономерности: приуроченность золотого оруденения к зонам повышенной трещиноватости в тесной пространственной связи с дайковым комплексом пород повышенной основности (сохондинская и харалгинская серии); проявление на месторождениях внутрирудных даек среднего состава; наличие «золотоносных» даек кислого состава; преобладание между автометасоматическими процессами в дайках и последующими гидротермальными изменениями.

Последний вывод мы делаем на основании изучения состава окорудноизмененных пород и рудных жил, где присутствуют или появляются такие минералы, как альбит, анортоклаз, апатит, сфен, ильменит, серицит, хлорит, карбонаты. Все эти минералы охотно развиваются в породах дайкового комплекса и в процессе автометасоматоза, не говоря уже об арсенипирите, пирите и золоте, которые,

Рис. 75. Гистограмма распределения основных аксессуарных минералов (А) и элементов-примесей (Б) в любавинских дайках и породах мезозойских магматических комплексов Центрального Забайкалья [Тихомиров и др., 1964].

I — любавинские дайки, II — сохондинский комплекс, III — харалгинский комплекс. А, г/т: 1 — ед. зн., 2 — до 10, 3 — 10—25, 4 — 25—100, 5 — >100; Б — I — следы, 2 — 0,001—0,009, 3 — 0,01—0,09, 4 — 0,1—0,9.

встречаясь также в виде аксессуаров в магматических породах, служат основными компонентами рудных тел.

Анализ указанных явлений позволяет предполагать, что в ранние стадии рудного процесса происходит закономерное и последовательное развитие автометасоматоза интрузивных образований, которое и привело к последующему рудообразованию. Анализ автометасоматических явлений на примере Любавинского месторождения (см. табл. 13 и 14) показывает, что дайки среднего состава западного фланга рудного поля характеризуются проявлением натриевого автометасоматоза, выразившегося в новообразовании альбита, деанортитизации плагиоклазов, а в ряде случаев в полной переработке первичного состава даек и образовании при этом апопорфировых серицито-альбитовых пород. Следует отметить, что только на этом фланге встречаются дайки альбитофиров. Здесь же преимущественно развивается и полисульфидная минерализация в рудных телах.

Интенсивность натриевого метасоматоза и полисульфидная минерализация убывают к центральной части рудного поля. Автометасоматоз в дайках выразился лишь в образовании узких альбитовых каемок вокруг зерен плагиоклаза. Признаки натриевого метасоматоза совершенно отсутствуют в дайковых породах восточного фланга рудного поля. Здесь наиболее сильно проявлялись калиевый автометасоматоз и ранняя арсенопирит-пиритовая минеральная ассоциация рудных тел. Сопоставляя автометасоматические процессы в дайковых породах с рудной минерализацией, можно сказать, что эти два явления представляют собой звенья единого процесса.

Тесная связь во времени и пространстве оруденения с дайками и их автометасоматическими изменениями позволяет заключить, что металлонесные растворы выносились из очага еще в магматическую стадию их существования [Шинцулин, 1971]. Дальнейшее изучение подобных фактов откроет широкие возможности к анализу генетических связей оруденения и магматизма. Тесные связи оруденения с дайками констатирует и М. Б. Бородаевская для золотого оруденения вообще, — и в данном регионе дайки выполняют роль структурно-металлогенетического контроля, вмещающая золотое оруденение.

Таким образом, проявления золотого оруденения в Кыра-Дарасунском блоке приурочены к дайковому комплексу плутонической серии единой для Центрального Забайкалья средне-верхнеюрской вулканоплутонической ассоциации. Образование дайкового комплекса и связанных с ним месторождений, по-видимому, происходило за счет глубинного очага дифференцирующей базальтоидной известково-щелочной магмы в течение длительного (15—20 млн. лет) времени [Краснов, 1974] в период сводово-глыбовых движений и широко развитии зон разломов. На признаки глубинной дифференциации, в частности, указывают проявления на месторождениях апатита, актинолита.

Как показал А. М. Кузьмин, появление на железорудных месторождениях (район Абаканского месторождения) апатита и актинолита отчетливо указывает на глубинные источники оруденения, связанного с дифференциацией магмы основного состава. Нам ду-

мается, что мезозойские магматические породы обязаны происхождением и пространственным размещением не только вертикальной миграции очага в условиях развития тектонических зон глубинного заложения, но и «горизонтальной» миграции фронта расплава при направленном развитии Кыра-Дарасунского блока, являющегося частью воздымающегося Южно-Даурского свода. Анализ изложенного выше материала впервые позволил нам поставить вопрос о комагматичности дайковых пород рудных полей с определенными сериями мезозойской вулканоплутонической ассоциации Центрального Забайкалья в условиях тектономагматической активизации региона при формировании Кыра-Дарасунского блока, связанного с развитием Южно-Даурского сводового поднятия.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТИПОВ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ МАКРОЛЕСТНИЧНОЙ СТРУКТУРЫ

Развитие Южно-Даурского сводового поднятия привело к оформлению двух крупных тектонических зон разломов: Онон-Туринской и Бырца-Оленгуйской, а также к обособлению Кыра-Дарасунского локального блока (см. рис. 4 и 3). Последний, подчиняясь общему плану тектонического развития сводового поднятия, имел и некоторые специфические черты эволюции, что сказалось на концентрации в его пределах основных магмо-рудоподводящих структур, локализаторов золотого оруденения данного региона.

Онон-Туринская зона глубинных разломов имеет простирание 20—30°, прослеживается до 250 км при ширине 15—20 км. Своим развитием она предопределила заложение и формирование мезозойских впадин, контролировала распределение эффузивно-осадочных, субвулкано-эффузивных и осадочных формаций среднеюрско-нижне-мелового возраста.

Бырца-Оленгуйская зона разломов, имея простирание 20—40°, прослеживается на 300 км при ширине до 15 км. Она контролировала распределение и конфигурацию отдельных массивов магматических пород среднеюрской и верхнеюрской серий и предопределяла заложение и формирование отдельных мезозойских впадин.

Тектоническое развитие Кыра-Дарасунского блока в мезозойское время благоприятно сказалось на формировании поперечных (субширотных) тектонических зон, влиявших на размещение интрузивных образований и связанного с ними золотого оруденения [Шубин, 1971, 1973] в Тура-Илинском и Верхне-Ононском районах (рис. 76). Субширотные тектонические зоны представлены серией сближенных зон повышенной трещиноватости [Томсон, 1956]. Так, в Верхне-Ононском районе (рис. 77) выявляются Любавинская, Хавергинская, Мордой-Хамарская и другие магмо-рудоконтролирующие тектонические зоны, имеющие крутое южное падение. В Тура-Илинском районе выявляются Илинско-Дыбыженская, Сычегур-

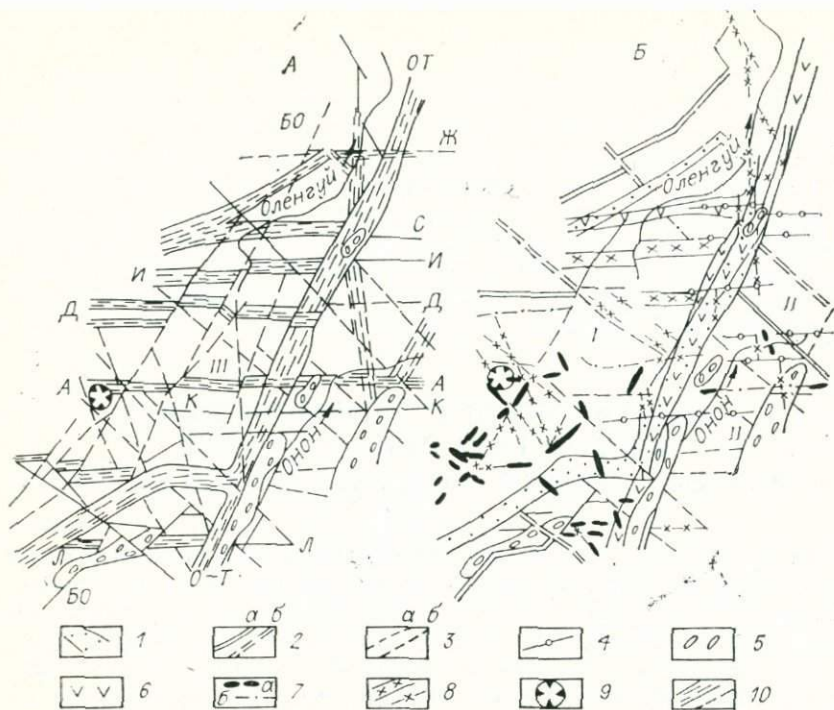


Рис. 76. Разрывные структуры (А) по геофизическим данным (Б) восточной части Давурской зоны [Шубин и др., 1974].

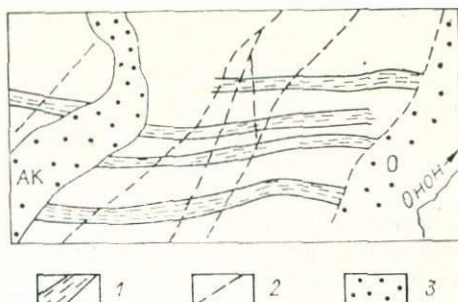
I—Южно-Даурский свод, II—Агинский массив, III—Кыра-Дарасунский блок. 1—3—гравитационные ступени первого (1) и второго (2) порядков (а—контрастные, б—слабовыраженные); 3 — мелкие четкие (а) и слабовыраженные (б); 4 — зоны деформаций и смещения локальных гравитационных аномалий; 5 — локальные гравитационные минимумы — верхне-мезозойские впадины; 6 — зоны дифференцированного знакопеременного магнитного поля; 7 — оси локальных магнитных аномалий (а — положительных, б — отрицательных); 8 — зоны и линии нарушения корреляции и смещения магнитных аномалий; 9 — кольцевая структура магнитного поля; 10 — зоны тектонических нарушений разного порядка. Разломы: ОТ — Онон-Туринский, БО — Бырца-Олонгуйский, Л — Любавинский, К — Курулгинский, А — Акинский (Акша-Быркинский), Д — Дульдургинский, И — Илинский (Онон-Борзинский), С — Сыпчегурский, Ж — Жимбинский (Шахтаминский).

ская, Жимбинская зоны повышенной трещиноватости и дробления с крутым северным падением (см. рис. 76). Кроме этих зон по геофизическим данным можно выделить Дульдургинскую, а также Акинскую и Курулгинскую зоны повышенной трещиноватости; вторая из них имеет падение на юг, а третья — на север. Некоторые из указанных зон отмечали при геологических исследованиях Н. А. Фогельман и Н. Н. Биндеман.

Большинство зон повышенной трещиноватости в отмеченных районах фиксируется поясами даек широтного простирания, протягивающимися на десятки километров; сосредоточением штокообразных магматических тел, рудных узлов, заключающих продуктивную минерализацию, зонами окварцевания, серицитизации, турмалинизации, брекчирования и рассеянной кварцево-сульфидной минерализации. Характерная особенность этих тектонических зон — прояв-

Рис. 77. Схема размещения магмо-рудоконтролирующих зон Верхне-Ононского района.

1 — зоны повышенной трещиноватости, контролирующие среднесюрский дайковый комплекс; 2 — зоны сближенных сколовых трещин; 3 — верхнемезозойские впадины: АК — Алтаю-Кыринская, О — Ононская.



ление в связи с ними борной минерализации как вестницы глубинного подкорового источника. Все эти обстоятельства согласуются с представлениями многих исследователей о природе разрывных нарушений глубинного заложения и сосредоточении в них определенных типов золотого оруденения, нередко сменяющих друг друга по простиранию подобных структур [Ициксон, 1963; Казидин, 1964; Пейве, 1956].

По своей природе тектонические зоны, очевидно, отражают глубинные разломы фундамента, постепенно затухающие в верхних структурных этажах [Томсон, 1956]. Выделенные тектонические зоны в геофизических полях (см. рис. 76) отражаются частыми гравитационными ступенями, линейными положительными и отрицательными аномалиями, зонами знакопеременного магнитного поля, резкими изменениями его уровня и характера, смещениями и деформациями локальных гравимагнитных аномалий [Шубин и др., 1974].

Непосредственного пересечения поперечных структур с близмеридиональными разломами (Онон-Туринская и Бырца-Оленгуйская системы), оконтуривающими Кыра-Дарасунский блок, наблюдать не представляется возможным из-за развития в большинстве случаев депрессий в местах сопряжений, хотя уже это обстоятельство само по себе говорит о возможном пересечении описываемых структур. Наконец, такой факт регионального порядка, как коленчатая форма Алтаю-Бырцинской депрессии (более поздней наложенной структуры), может указать на смещение фрагментов Бырца-Оленгуйской близмеридиональной зоны вдоль поперечных структур Верхне-Ононского района. Явление смещения Онон-Туринского разлома поперечными структурами отмечает и Н. А. Фогельман [1968] в Тура-Илинском районе.

Анализ геолого-геофизических данных по смежным районам дает основание отнести субширотные зоны к протяженным долгоживущим структурам [Богомолов и др., 1970], отдельные фрагменты которых подновлялись при развитии Кыра-Дарасунского блока. В частности, Акшинская, Илинская, Жимбиринская зоны в рассматриваемом блоке являются фрагментами соответственно Акша-Быркинской, Онон-Борзинской (Этыкинской) и Шахтаминской региональных тектонических структур подобного типа, выявленных региональными и геофизическими исследованиями. Как отмечает

Н. А. Фогельман [1972, с. 63], «фрагментарное подновление древних региональных и глубинных разломов и заложение новых — продольных и поперечных по отношению к осям вытянутых сводов...» играет большую роль в развитии сводовых поднятий Забайкалья.

Поперечные структуры Верхне-Ононского района отчетливо вмещают тела последней фазы кыринского комплекса триасового возраста, что позволяет говорить о раннем времени заложения этих структур. В них широко распространены дайковые тела кислого и среднего состава, родственные среднеюрской (150—175 млн. лет) сохондинской серии вулканоплутонической ассоциации. С дайковым комплексом пород здесь парагенетически связан золото-кварцевосульфидный тип оруденения.

Поперечные структуры Тура-Илинского района, в отличие от структур Верхне-Ононского района, отчетливо секут магматические тела кыринского комплекса. В этих структурах развиты дайковые и штокообразные тела кислого и среднего состава, родственные верхнеюрской (130—152 млн. лет) харалгинской серии вулканоплутонической ассоциации. С дайковым комплексом пород здесь парагенетически связаны золото-альбит-кварцевый и золото-серицит-сульфидный типы оруденения.

Рассмотренный материал позволяет нам впервые для данного региона установить временную направленность в развитии магморудоконтролирующих структур, дайкового магматизма и связанного с ним золотого оруденения от Верхне-Ононского (средне-верхнеюрский этап) к Тура-Илинскому (верхнеюрско-нижнемеловой этап) району. Подобное «скольжение» возраста тектонических структур, золотого оруденения и определенных серий вулканоплутонической ассоциации с юго-запада на северо-восток, несомненно, обусловлено направленным тектоническим развитием Кыра-Дарасунского блока и единого магматического глубинного очага (известково-щелочной магмы), эволюционировавшего при мезозойском сводовом развитии региона. Последнее обстоятельство, в частности, подтверждается и анализом диаграммы (рис. 78), на которой фигуративные точки магматических пород каждой из рассмотренных выше серий очень близки, направление дифференциации материнской магмы шло по линии обогащения железом почти на всем протяжении периода кристаллизации пород как сохондинской, так и харалгинской серий; и только для сохондинской серии в ряде случаев наблюдается незначительное обогащение магнием. Наконец, имеются сведения о том, что определенная часть верхнеюрских интрузий харалгинской серии представляет собой производные базальтоидного очага нижне-среднеюрской сохондинской серии [Козлов, 1974].

Все отмеченное выше согласуется с представлениями об определенной направленности развития тектономагматических явлений и формирования рудных месторождений Забайкалья [Кормилицин, 1960; Князев, 1968; Падалка, 1953; Смирнов, 1944]. Как известно, в структурно-металлогенетическом районировании рассматриваемый регион представлен рядом зон, которые идут с юга на север в такой последовательности: полиметаллический, оловянно-вольфрамовый и

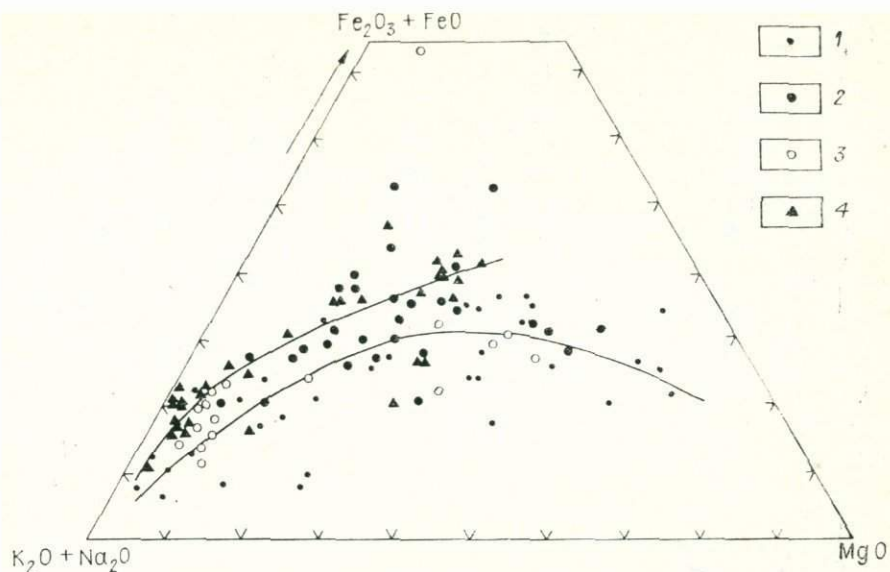


Рис. 78. Вариационная диаграмма мезозойских магматических комплексов Центрального Забайкалья.

1 — любавинские дайки, 2, 3 — сохондинский (2) и харалгинский (3) комплексы, 4 — илинские дайки.

золото-молибденовый пояса. Верхне-Ононский район отчетливо приурочивается к оловянно-вольфрамовому поясу и в металлогеническом развитии отвечает преимущественно нижней—средней юре. Тура-Илинский же район входит в состав золото-молибденового пояса, металлогения которого отвечает в основном верхней юре и реже границе верхней юра — нижний мел. Образование месторождений рассматриваемых районов происходило со смещением во времени от Верхне-Ононского в сторону Тура-Илинского района.

В результате развития Кыра-Дарасунского блока и формирования как близмеридиональных, оконтуривающих блок, так и близширотных (поперечных блоку) тектонических зон, возникла сложная структура (см. рис. 3, 4 и 76), напоминающая в морфологическом отношении своеобразную структуру «макролестничного» типа, благоприятную для локализации дайкового комплекса и парагенетически с ним связанных эндогенных месторождений золота [Шубин и др., 1974]. Необходимо отметить, что план впервые выделяемой макролестничной структуры мы рассматриваем только в отношении золотого оруденения. Все остальные региональные системы трещин более мелких масштабов, осложняющие тектоническое строение блока, в пространственном размещении золоторудных месторождений играли пассивную роль; их проявление скорее всего было обусловлено тектоническим развитием ведущей макролестничной структуры.

Рассматриваемый регион, как область тектонической активизации, в силу специфичности своего развития характеризовался про-

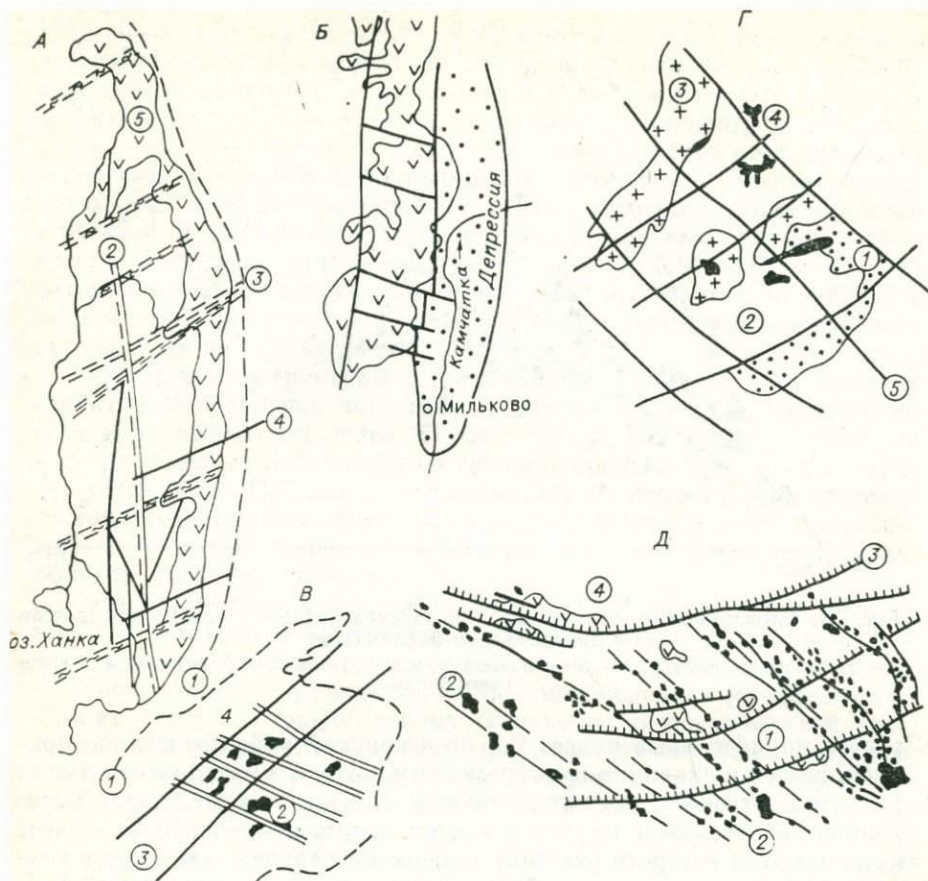


Рис. 79. Примеры макролестничных структур.

А — макролестничная структура Сихотэ-Алиня создана береговым (1) и меридиональным (2) швами совместно с широтными зонами разломов (3 и 4), 5 — область развития пород вулканического пояса; Б — макролестничная структура Центрального блока Камчатки, в которой сосредоточена вулканическая деятельность и наиболее важная рудная минерализация; В — макролестничная структура района Хингано-Олонойской впадины: 1 — границы прогиба, 2 — гранит-порфиры, 3, 4 — разломы, контролирурующие эффузии (3), интрузии гранит-порфиров (4); Г — макролестничная структура Дарасуно-Апрельковского рудного района: 1 — гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, 2, 3 — нижнепалеозойские (2) и триасово-юрские (3) гранитоиды, 4 — средне-верхнеюрские малые интрузии и дайки плагιοгранит-порфиров и диорит-порфиритов, 5 — разломы, образующие названную структуру и контролирующие оруденение; Д — макролестничная структура в Джидинском рудном районе, образованная разломами (2 и 3), 1 — верхнепротерозойские (?) и кембрийские отложения, палеозойские интрузивные образования, 2, 3 — разломы, контролирующие размещение мезозойских гранитоидов гуджилского комплекса и связанной с ним рудной минерализации (2) и мезозойских эффузивов (3), 4 — эффузивы.

явлением вулканоплутонической ассоциации и рудных образований, а формирование и оформление макролестничной структуры с активизацией отдельных фрагментов ранее существовавших региональных субширотных зон повышенной трещиноватости оказались благоприятным тектоническим фактором для локализации в этом регионе золоторудных месторождений с линейно-узловатым характером размещения.

Аналогичные макролестничные структуры, как нам представляется, можно наметить и в других регионах нашей страны (рис. 79).

В качестве примеров приведем:

данные, полученные В. Л. Фишером [1968] по Могочинскому золоторудному району Восточного Забайкалья. Он, подчеркивая важную роль субширотных структур в контроле золоторудных проявлений, отмечал, что подобные структуры в мезозое развивались как зоны сопряжения между крупными глубинными разломами северо-восточного направления;

соотношение северо-восточных и поперечных к ним разломов в Хингано-Олонойской впадине (южная часть Хабаровского края), где макролестничная структура оказалась благоприятной для локализации дайковых пород и оловянного оруденения [Фаворская и др., 1969];

сочетание разломов и пространственное размещение эффузивных, магматических и рудных образований в Джидинском рудном районе;

макролестничные структуры в Дарасунском [Геология..., 1970] районе Восточного Забайкалья, где ярким примером может служить [Глобальные..., 1974] диагонально-лестничная система разломов фундамента, прослеживающаяся от Южного Приаргунья до Усуглинского и Дарасунского месторождений и вмещающая основные месторождения этой части региона;

подобного же типа структуры намечаются на юго-востоке Приморья и в некоторых районах Камчатки [Фаворская и др., 1969].

Не исключено, что анализ регионов с блоковой тектоникой развития позволит нам увеличить число районов, где есть макролестничная структура, благоприятная для локализации месторождений полезных ископаемых. В этой связи выделение и изучение подобных структур и их внутренних поперечных зон представляет определенный практический интерес для познания закономерностей размещения месторождений. Не исключено, что формирование макролестничной структуры определенным образом может сказываться и на развитии отдельных блоков со специфической металлогенией, как это, например, имеет место в Сихотэ-Алине [Изох, 1966] и Забайкалье [Геология..., 1970; Канищев, 1971; Тимофеевский, 1972]. В этом отношении достаточно убедительные примеры, свидетельствующие о закономерности размещения крупных рудных месторождений, приводятся в работе «Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений» [1974].

Учитывая роль субширотных тектонических зон макролестничной структуры в локализации магматических пород и рудных месторождений, приходим к выводу, что важное значение, очевидно, имеет анализ механизма их образования в процессе развития Кыра-Дарасунского блока. В связи с этим необходимо сделать следующие замечания.

Рассматриваемый блок можно представить как локальный участок, вырезанный из бесконечно длинного участка земной коры (рис. 80, 1), «закрепленный» по флангам в сечениях 1—1 и 2—2 (рис. 80, 2) и испытывающий воздействие нагрузки p по подошве.

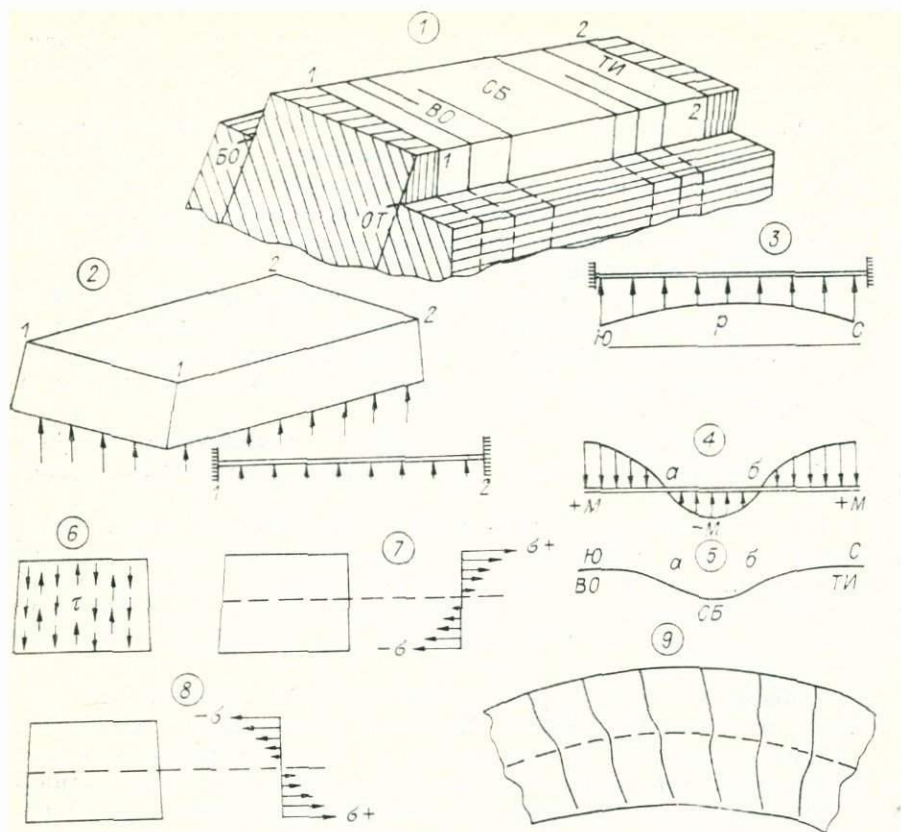


Рис. 80. Фрагменты механизма формирования структур Кыра-Дарасунского блока.

ВО — Верхне-Ононский район с поперечными структурами, СБ — Средняя часть блока (район Акши и Курулги), ОТ — шов Онон-Туринского разлома, ВО — шов Бырца-Оленгуйского разлома, ТИ — Тура-Илинский район с поперечными структурами.

Эта нагрузка отвечает вертикальным усилиям, которые приводили к развитию сводового поднятия региона. Закрепление в сечениях 1—1 и 2—2 рассматривается как влияние «отброшенных» частей бесконечно длинного участка земной коры. Это влияние будет выражаться изгибающими моментами (M).

Принимая во внимание фактически существующие в Кыра-Дарасунском блоке тектонические зоны и последовательное их формирование от Верхне-Ононского к Тура-Илинскому району, мы должны допустить, что распределение нагрузки было неравномерное и распространялось в виде «волны» (рис. 80, 3). В этом случае эпюра изгибающих моментов будет иметь вид, показанный на рис. 80, 4. При этой эпюре блок с двумя точками перегиба (a и b), где $M=0$, примет при деформации вид, изображенный на рис. 80, 5. Под действием изгибающих моментов в любом сечении по длине и при любом значении нагрузки будут проявляться как нормальные (σ), так и касательные

(т) напряжения; характер распределения последних показан на рис. 80, 6. Эпюра распределения нормальных напряжений, по сечению для участков (ВО и ТИ), где $(+M) > 0$, будет иметь вид, представленный на рис. 80, 7; для участка (СБ), где $(-M) < 0$, — на рис. 80, 8. В участках (ВО и ТИ), где действуют положительные моменты, существовали интенсивные растягивающие напряжения, приведшие к образованию разрывов, отвечающих субширотным трещинным зонам соответственно Верхне-Ононского и Тура-Илинского районов. На глубине, где согласно рис. 80, 7, должны господствовать сжимающие напряжения, мы вправе ожидать, что часть трещин разрыва постепенно перейдет в системы скалывающих нарушений. Это явление нередко наблюдается при прослеживании по падению рудоподводящих или рудолокализирующих структур. Подчиняясь влиянию касательных напряжений (см. рис. 80, 6), трещины разрыва должны изменять углы падения (рис. 80, 9), что мы неоднократно и встречали при изучении трещинных систем.

Все эти явления подтверждаются и четко фиксируются при изучении структур рудных полей. В участке (СБ), где действует отрицательный момент, сжимающие напряжения максимальны и приводят к образованию трещинных зон скалывания, которые довольно трудно картируются с поверхности. Возможно, это обстоятельство и сказалось на том, что в срединной части Кыра-Дарасунского блока эти зоны (Акшинская, Курулгинская и др.) четко не зафиксированы. Однако, как показывает весь ход образования субширотных тектонических зон, можно допустить, что трещины скалывания с глубиной (см. рис. 80, 8) могут перейти в трещины разрыва и оказаться благоприятными для проявления в них скрытого оруденения и слепых магматических тел. Как указывает по этому поводу В. В. Белоусов, «место возникновения трещин в подобных условиях — у поверхности или на глубине — зависит от совместного влияния по крайней мере трех факторов: размера изгиба, всестороннего давления и механических свойств пород» [1954, с. 445]. Принимая во внимание, что при изгибе наряду с нормальными имеют место и касательные напряжения, вполне вероятно ожидать относительное перемещение отдельных частей Кыра-Дарасунского блока [Фогельман, 1968]. И эти перемещения действительно проявляются вдоль поперечных разрывных или скалывающих нарушений, вызывая образование грабенов, горстов или ступеней [Белоусов, 1954; Канищев, 1971].

В заключение следует отметить, что приведенное нами объяснение возможного механизма образования поперечных тектонических зон в процессе развития Кыра-Дарасунского блока вполне отвечает результатам моделирования развития поднятий [Гзовский, 1954].

Неоднородность тектонической напряженности разных частей Кыра-Дарасунского блока, последовательное формирование его магмо-рудоконтролирующих структур определялись, очевидно, в какой-то мере и характером развития домезозойского фундамента как гетерогенной системы [Горжковский и др., 1967; Мейтув и др., 1967; Фогельман, 1964а; Шубин, 1972]. Эта гетерогенность выражается в составе слагающих его пород в различных участках рассматривае-

мого региона. Так, в северной части (Тура-Илинский район) фундамент сложен древними кристаллическими сланцами, в южной (Верхне-Ононский район) — песчаниково-сланцевой толщей фации зеленых сланцев верхнего палеозоя. Все это определило картину тектонических структур южного и северного районов Кыра-Дарасунского блока с его макролестничной структурой, различный характер типов золоторудной минерализации, ее региональную зональность (см. ниже) и масштабность развития. Гетерогенность домезозойского фундамента обусловила:

количественно-качественное развитие широко известной вулканоплутонической ассоциации с увеличением к концу ее развития базальтоидного магматизма, завершившегося серией лампрофировых пород и связанного с ними золотого оруденения;

направленность развития Кыра-Дарасунского блока с юго-запада на северо-восток, что отразилось на последовательности формирования магмо-рудоконтролирующих структур и было связано с волновой природой развития фундамента, которая, в свою очередь, определялась, очевидно, какими-то процессами в мантии.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ТИПОВ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В рудоконтролирующих зонах глубинного заложения Кыра-Дарасунского блока отчетливо проявляется продольная зональность в размещении различных типов минерализации и рудоконтролирующих структур [Васильев, Шубин, 1968, 1971; Шубин, 1974]. Так, в Тура-Илинском районе золото-халцедоновидно-кварцевая минерализация к западу сменяется прожилково-вкрапленным золото-серпичит-сульфидным оруденением (район Илимского месторождения), далее прожилково-метасоматическим золото-альбит-кварцевым (район Дыбыксинского участка), и, наконец, типично жильным золото-кварцево-сульфидным (висмутиновым) оруденением (район рудопроявления Славянка). В Верхне-Ононском районе золото-халцедоновидно-кварцевая минерализация (район Ононского рудопроявления) к западу сменяется через золото-кварцево-арсеноширит-висмутиновую минерализацию (район Хавергинского месторождения) золото-кварцево-сульфидным оруденением (район Любавинского месторождения). Если и имеются выпадения того или иного типа минерализации из общей схемы продольной зональности в субширотных рудоконтролирующих зонах, то это значит, что недостающий тип минерализации просто еще не вскрыт в соответствующей тектонической зоне.

Вдоль зон, между узлами с различными типами минерализации, имеются участки с переходным характером распределения рудных и сопутствующих элементов в непромышленных концентрациях (геохимический фон); имеются и переходные (смешанные) типы минерализации (Сыпчегурское рудопроявление).

Существующая горизонтальная зональность отражает на современном эрозионном срезе вертикальную (глубинную) зональность отложения и зависит от глубины формирования месторождений относительно древней поверхности в эпоху оруденения. Влияние глыбовых движений на вертикальное распределение типов оруденения в последующем было невелико. Оценка глубинности в настоящее время может быть дана исходя из косвенных предпосылок. В частности, на гипабиссальную фацию глубинности формирования месторождений указывают:

преобладание в жилах мелких (0,05—0,2 мм) и средних (0,2—2 мм) золотинок грубокомковидной, таблитчатой, пленочной и ветвящейся формы, нередко в виде хорошо образованных кристаллов гексаэдра, октаэдра и ромбододекаэдра [Петровская, 1973];

тесная корреляционная связь золота с калием, что характерно обычно для малоглубинных золоторудных месторождений [Моисеенко, 1974];

наличие мелкозернистых кристаллических текстур руд и эмульсионных структур распада твердых растворов; присутствие наряду с пиритом блеклых руд, пирротина и арсенопирита; малое развитие сульфосолей; неравномерное распределение металла [Горжевский и др., 1965];

четкая порфировая структура, явления эндоконтактной заделки и т. п. в магматических породах, служащих составной частью вулканоплутонической ассоциации, с которыми связано оруденение;

относительное гипсометрическое расположение ранних и поздних минеральных ассоциаций и величина давления растворов при их формировании с учетом гидравлического раскрытия рудовмещающих трещин по формуле $P \cos \alpha > dH$ или $H < \frac{P \cos \alpha}{d}$ (где P —

величина давления раствора в полости трещины; α — угол падения трещины; d — плотность вмещающих пород; H — глубина горизонта по палеоперехности). Расчеты показали, что $H = 570—1520$ м;

рельеф палеоперехности позднего мезозоя на основании данных Н. А. Флоренсовой, М. С. Нагибиной, В. Н. Козеренко, А. Ф. Мушниковой, Ю. А. Писцова и многих других, а также исследований в области геоморфологии.

Все это дало основание В. В. Иванову и Г. М. Мейтув [1972] сделать вывод о сравнительно небольшой (от нескольких сотен метров до 1 км) глубине образования месторождений различных металлов в Забайкалье. Все сказанное выше позволяет констатировать, что глубина формирования минеральных ассоциаций золоторудных месторождений колебалась от 0,5—0,9 км (месторождения Тура-Илинского района) до 1—1,5 км (месторождения Верхне-Ононского района).

Кроме глубины формирования в зональном размещении минеральных ассоциаций немалую роль играло внешнее давление (обусловлено оно было непосредственно состоянием тектонических зон, степенью их проницаемости и темпом развития); и, наконец, кинетические факторы гидродинамической системы [Летников, 1968].

Длительная эволюция такой системы неизменно будет приводить к возникновению в определенные периоды критических термодинамических градиентов (энергетический барьер) с явлениями «застойного характера» гидротермального режима [Коржинский, 1955; Поспелов, 1972], что в итоге и определяет зональность размещения тех или иных типов минерализации при соответствующем развитии рудолокализирующих структур, их вертикальную зональность (например, для Тура-Илинского района — от типично трещинных глубинных структур через прожилково-метасоматические и вкрапленно-штокверковые до прожилково-жилвных и рассеянно-вкрапленных, отвечающих верхним горизонтам рудоконтролирующих тектонических зон).

В движении к поверхности рудоносный раствор проходит несколько критических уровней, каждому из которых соответствует определенный тип минерализации и рудоконтролирующих структур. Ярким примером можно считать отчетливую вертикальную зональность в смене гидротермальных изменений вмещающих пород и типов минерализации при малых глубинах формирования Илинско-Дыбыкского рудного поля [Васильев, Шубин, 1971].

Над типично кварцево-жилвными образованиями с золото-сульфидной (висмутиновой) минерализацией (рудопроявление Славянка) формируются последовательно: прожилково-метасоматический тип золото-альбит-кварцевого оруденения с интенсивным окварцеванием, альбитизацией и актинолитизацией (участок Дыбыкса); вкрапленно-штокверковый тип золото-серицит-сульфидного оруденения с предшествующей серицитизацией, березитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией (участок Золотая горка); рассеянно-вкрапленный, реже прожилковый тип золото-халцедоновидно-кварцевого оруденения с интенсивным предшествующим кремниевым метасоматозом, развитием халцедоновидного кварца вплоть до образования метасоматических кварцитов (участок Грищевский).

Размах по вертикали в смене характера рудовмещающих структур и типов оруденения составляет 150—200 м, так что в целом колонка имеет не менее 400—500 м. Здесь следует отметить, что на Сыпчегурском рудопроявлении также отмечается переход с глубиной халцедоновидно-кварцевой минерализации в кварцево-сульфидную.

В Верхне-Ононском районе типы минерализации проявляются в последовательной (сверху вниз) смене высокотемпературного золото-кварцево-висмутин-арсенипиритового или золото-кварцево-арсенипиритового оруденения (Хавергинское месторождение, Мордойское рудопроявление, участок Николаевский) через кварцево-золото-сульфидное (Любавинское месторождение, рудопроявление Хан-Обо) более низкотемпературным золото-халцедоновидно-кварцево-карбонатным оруденением (рудопроявления Ононское и Кварцевый рудник).

Итак, можно поставить вопрос о том, что имеющиеся в каждом районе типы золоторудной минерализации представляют собой вертикальную колонку с прямой (Тура-Илинский район) и обратной (Верхне-Ононский район) зональностью. Эти два типа зональности

отражают отдельные звенья единой региональной зональности, частные черты которой мы находим при рассмотрении конкретных районов и рудных полей.

В связи с различной глубиной эрозионного среза в центре поднятия (Кыра-Дарасунский блок) и на его флангах зональность в размещении типов минерализации, как это имеет место в Верхне-Ононском районе, проявляется не только вдоль рудоконтролирующих структур, поперечных к длинной оси поднятия, но и в последовательной смене от центра поднятия к его флангам (по длинной оси) зон менее глубоко эродированных и характеризующихся менее «глубинным» типом минерализации зонами глубоко эродированными, с «глубинным» типом минерализации.

Региональная зональность в общем была обусловлена развитием в мезозойский период единой гидротермальной системы при направленном последовательном раскрытии рудоконтролирующих и локализирующих структур от Верхне-Ононского к Тура-Илинскому району при волнообразном развитии Кыра-Дарасунского блока. На ранних этапах (Верхне-Ононский район) в магмо-рудоконтролирующих зонах происходило становление гранитоидных штоков, внедрение пород дайкового комплекса и проявление первых стадий рудного процесса. В дальнейшем, при направленном затухании тектонической активности, и неполном приоткрывании рудолокализирующих структур, шло формирование обратной зональности.

Немаловажную роль здесь сыграла и общая структурная обстановка развития оруденения в песчаниково-сланцевой толще, представляющей собой «покрышку» над глубоко залегающим батолитообразным Хамаро-Тыринским магматическим телом. Подобная обстановка при наличии зоны повышенной трещиноватости, насыщенной магматическими телами, в общем приводила к резкой анизотропии среды, что, очевидно, и влияло на различную степень (глубину заложения, протяженность, вторичное приоткрывание, разрастание и т. п.) развития рудолокализирующих трещинных систем. При этом имели место уменьшение количества рудоносных растворов и падение их внутреннего давления. Следовательно, растворы, давшие последующие минеральные ассоциации, особенно продуктивную на золото, не могли подыматься до более высоких горизонтов рудомещающих трещин.

Продолжавшееся направленное волновое развитие блока и рудоконтролирующих структур привело к резкой активизации тектонических процессов, вызвавшей развитие и раскрытие трещинных структур Тура-Илинского района в обстановке небольших глубин и относительно изотропной среды (обширные поля гранитоидных пород). Все это, очевидно, и благоприятствовало проявлению прямой вертикальной зональности в близповерхностной обстановке формирования месторождений.

Таким образом, в свете указанных фактов наиболее логичным и общим объяснением установленной нами зональности в рассматриваемых районах и рудных полях является признание главенствующей роли развития трещинных структур на фоне многостадий-

ного минералообразования. И эта особенность весьма характерна для большинства золоторудных месторождений различных регионов мира [Петровская, 1973]. Различные варианты описываемой зональности, которую В. Н. Дубровский и И. Н. Кига́й [1974] удачно называют «структурогенной», определялись временными и пространственными соотношениями между рудообразованием и возникновением, подновлением, разрастанием рудовмещающих трещин при общей волновой природе развития Кыра-Дарасунского блока и его основных магмо- и рудоконтролирующих структур.

Учитывая характер отмеченной зональности, совершенно тождественную общую тектоническую обстановку [Геология..., 1970] формирования типов золоторудной минерализации, их длительное развитие (50—60 млн. лет), что весьма характерно для многих районов Забайкалья [Константинов, 1966; Томсон и др., 1964], а также последовательное во времени формирование магматизма и связанной с ним золоторудной минерализации в направлении с юго-запада на северо-восток в последовательно развивающихся тектонических структурах Кыра-Дарасунского блока, мы можем сделать следующий вывод. На протяжении средне-верхнеюрской геологической истории развития региона действовал мощный направленный механизм формирования и термодинамической активности рудоносных растворов, связанных с единым магматическим глубинным очагом, эволюционировавшим при мезозойском сводовом развитии региона. В этом, очевидно, и можно усмотреть некоторые звенья «связывающего моста» [Вольфсон и др., 1963] между золоторудной минерализацией оловянно-вольфрамового (Верхне-Ононский район) и золото-молибденового (Тура-Илинский район) рудных поясов, выделенных С. С. Смирновым. Подобный же характер развития оруденения свойствен и для Северного Кавказа [Труфанов, 1972]. «Разгрузка» растворов и формирование конкретных типов золоторудной минерализации происходили в тектонически благоприятных зонах макрорестничной структуры с определенной зональностью для каждого конкретного района.

Итак, золоторудные месторождения, сформировавшиеся в своеобразных тектонических условиях развития восточной части Даурской зоны, в частности, имеют ряд специфических особенностей:

многостадийность минерализации при широком развитии брекчиевых, какардовых, полосчатых, вкрапленных и других типов текстур и разнообразных структур; многостадийность в данном случае, очевидно, представляет собой неотъемлемый признак месторождений, формирующихся в неспокойной тектонической обстановке областей активизации;

проявление продольной горизонтальной и соответствующей ей вертикальной зональности рудо локализирующих структур и минеральных ассоциаций вдоль крупных тектонических зон повышенной трещиноватости;

окончание в ряде случаев рудного процесса проявлением карбоната и халцедоновидного кварца, сопровождающихся обычно пиритом и арсенопиритом;

присутствие в золото-сульфидной стадии сложных сульфосолей; набор определенного комплекса специфических элементов — Bi, Sn, Hg, Cd, In, Sr, Ag и др.;

появление своеобразных минеральных типов золотого оруденения, связанных с щелочным метасоматозом;

тектонический фактор локализации оруденения с линейно-узловым размещением вдоль зон долгоживущих разломов и зон повышенной трещиноватости, являющихся элементами крупной региональной макроступенчатой структуры; тесная связь с полями развития дайковых пород, производных базальтоидной известково-щелочной магмы, специфичной, очевидно, именно для областей активизации;

ведущая роль в формировании и размещении вулканоплутонических образований и месторождений разрывных нарушений, прослеживающихся из складчатого фундамента, прорванного крупными массивами гранитоидов; локализация оруденения при достаточно большой «структурной открытости» среды рудоотложения путем заполнения трещин и зон катаклаза; процессы замещения играют подчиненную роль;

средневысокотемпературные продуктивные минеральные ассоциации, характеризующиеся небольшой глубиной формирования;

достаточно четкая связь отдельных типов оруденения через минеральные подтипы.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ

Перечисленные выше особенности минерализации восточной части Даурской зоны могут считаться специфичными для месторождений, проявляющихся в областях тектономагматической активизации [Лукин и др., 1973; Щеглов, 1968]. «Сравнительное сопоставление особенностей металлогении активизированных областей различных регионов показывает, что возникновение рудных месторождений в процессе автономной активизации древних складчатых сооружений — достаточно широко распространенное явление, характерное для многих рудных провинций, иногда значительно удаленных друг от друга» [Щеглов, 1966, с. 73]. Накапливающиеся геологические материалы уже сейчас позволяют ставить вопрос о наличии общих закономерностей образования и размещения оруденения в различных регионах. Так, сопоставление условий формирования типов золотого оруденения описываемого региона и Мартайгинского района Кузнецкого Алатау [Васильев, Шубин, 1968], возраст оруденения которых резко различен, позволяет отметить ряд общих особенностей:

наличие двух структурных этажей: нижнего геосинклинально-складчатого с батолитовыми гранитоидами (мартайгинский комплекс Кузнецкого Алатау и кыринский комплекс Центрального Забайкалья), верхнего — переходного (вулканогенно-осадочный девон Кузнецкого Алатау и вулканогенно-осадочный мезозой Центрального Забайкалья);

в том и другом районах с развитием верхнего этажа связано становление послеплатоидных золотоносных интрузивных образований (Кийский габбро-щелочно-сиенитовый комплекс Кузнецкого Алатау и интрузивные образования вулканоплутонической ассоциации Центрального Забайкалья). Отмечается также сходство в проявлении золото-кварцево-сульфидного типа оруденения Верхне-Ононского района с большой группой месторождений и рудопроявлений кварцево-сульфидной формации БалеЙского района. Последние имеют однотипную тесную связь с вулканоплутонической ассоциацией, представленной магматическими породами, аналогичными по составу породам подобной ассоциации Центрального Забайкалья. Эти выводы согласуются с представлениями Ф. И. Вольсона и Л. И. Лукина [1963] о том, что появление основной массы эндогенных месторождений разных формаций связано именно с переходными этапами геотектонического развития областей. Кроме того, установленная нами для Даурской зоны направленная эволюция золотой минерализации в пространстве и во времени характерна также, как отмечают В. Г. Хомич и С. В. Чеглоков, для БалеЙского, Шилко-Дарасунского, Усть-Карского и Могочинского районов Забайкалья;

золоторудная минерализация и рудоносные интрузивные образования в районах Кузнецкого Алатау и Центрального Забайкалья контролируются крупными тектоническими зонами глубокого заложения. В этих зонах наблюдаются продольная горизонтальная и соответствующая ей вертикальная зональность в отдельных месторождениях. Эту зональность следует рассматривать как проявление глубинной фациальной зональности, определяющейся глубиной формирования отдельных типов оруденения относительно дневной поверхности в момент образования месторождения. Выявленная общая зональность в рудных полях, месторождениях и отдельных телах осложняется другими типами зональности, в частности пульсационной. Влияние глыбовых движений на вертикальное распределение типов оруденения в последующем невелико. Наконец, в Кузнецком Алатау на месторождении Коммунар развиты золотоносные кварц-альбитовые метасоматиты, аналогичные метасоматическим образованиям выделенного нами золото-альбит-кварцевого типа оруденения. В настоящее время металлоносность щелочных метасоматитов наиболее полно изучена и освещена лишь в отношении редкометального оруденения.

Сходные существенно альбитовые метасоматические породы с прожилковой и рассеянной золоторудной минерализацией отмечаются А. Я. Бульниковым [1938, 1948] в автотематоморфических образованиях диоритов Спасского гольца Кузнецкого Алатау и Салара, а также в кварцево-полевошпатовых породах среди диоритов Кийского участка Кузнецкого Алатау.

С. С. Ильенок [1950] в Знаменитинском рудном поле Хакасии описал золотоносные альбитизированные диориты, расположенные в экзоконтакте плутона кварц-монцититового состава нижнепалеозойского возраста. Альбитовые тела здесь приурочены к зонам смя-

тия. В краевых частях альбититов развиты оторочки горнблендитов. С. С. Ильенко рассматривает появление золото-кварцевых жил как один из конечных этапов эволюции щелочного натрового раствора, обусловившего формирование метасоматических альбититов.

В. И. Зимнухова и О. И. Шохина [1968] описали золотоносные плагиограниты метасоматического генезиса в Араратском массиве Кузнецкого Алатау, которые, по существу, представляют собой кварц-альбитовые метасоматиты. Эти породы возникли в результате преобразования габбро-диабазов в тектонически ослабленных зонах под воздействием гидротермальных растворов, обогащенных натрием и калием. В краевых частях метасоматических пород появляются оторочки актинолита, который окружает альбит или дает неправильной формы скопления. Кварц-альбитовые породы содержат сульфиды и золото. Кроме того, в северной и южной частях Кузнецкого Алатау Т. М. Дембо и А. И. Забияка отмечают своеобразные кварц-полевошпатовые породы, содержащие золото.

В Средней Азии Х. М. Абдулаев, А. Б. Баталов, И. Х. Хамрабаев [1963] встретили альбитовые и альбитизированные породы, содержащие золото-сульфидную минерализацию. Эти породы возникли в результате альбитизации гранитоидов каледонского и герцинского возрастов, реже вмещающих порфириров под воздействием растворов, обогащенных натрием. Близки в генетическом отношении и постмагматические процессы, обусловившие образование альбитизированных пород с золото-сульфидным оруденением на месторождениях Западного и Южного Тянь-Шаня.

Некоторое сходство описываемые альбит-амфиболовые образования, очевидно, имеют с бузулукитами (альбит-роговообманковые метасоматиты) центральной части Украинского кристаллического массива.

Для зон послемагматической альбитизации характерна довольно выдержанная околотрецинная метасоматическая зональность, при которой от периферии к центру зон закономерно убывает число минеральных фаз и возрастает величина пористости пород. Во всех случаях оруденение наложенное и представляет собой результат следующего этапа минерализации, отделенного от собственно альбитизации трещинообразованием и дроблением.

Главными особенностями выделяемого типа золотого оруденения являются:

генетическая связь с гранитоидным и диоритоидными комплексами натриевой геохимической специализации, сопровождающихся развитием метасоматических процессов щелочной и слабокислотной стадии послемагматического минералообразования;

пространственная приуроченность оруденения к зонам альбитизации и сопровождающей амфиболитизации;

вкрапленно-прожилковый характер золотого оруденения; высокотемпературный характер процессов щелочного метасоматоза (630 — 300°) и последующего оруденения (360—250°);

общность геохимических признаков минеральных парагенезисов альбититов и руд.

Обзор литературы показал, что золотое оруденение, связанное с альбититом, распространено достаточно широко, хотя до последнего времени ему не уделялось должного внимания при металлогенических исследованиях в золотоносных районах. Не исключено, что в дальнейшем придется ставить вопрос о выделении самостоятельного формационного типа.

В одной из своих работ С. Д. Шер вполне справедливо указывал, что «при прогнозировании и поисках месторождений золота в СССР несомненно должен быть использован весь имеющийся опыт изучения золотоносных провинций и месторождений не только Советского Союза, но и зарубежных территорий» [1972, с. 281]. Для этого целесообразно провести сравнительный анализ Даурской зоны и Кордильер западного побережья Северной Америки (рассмотренных С. Д. Шером), выделить общие особенности формирования и металлогении месторождений указанных регионов. Эти общие особенности сводятся к следующему.

Геотектонические условия формирования и размещения золоторудных месторождений связаны с мезозойской активизацией, начавшейся после становления гранитоидных интрузий (170—200 млн. лет). Ранние этапы этой активизации проявились в формировании глубинных разломов, что приводило к «смещению» батолитов и поперечному расчленению территории на ряд сегментов (Кордильеры) и локальных блоков (Даурская зона) с различной степенью развития месторождений. При этом концентрация месторождений (рудных районов) наблюдается в поясах северо-восточного или субширотного простирания значительной ширины и протяженности, пересекающих различные геотектонические провинции.

И в том, и в другом случае отчетливо прослеживается возрастное смещение оруденения (от более древнего к молодому): в Кордильерах — с запада на восток, в Даурской зоне — с юго-запада на северо-восток и далее в Восточное Забайкалье и Приморье.

Наиболее характерные локальные структурные элементы, определяющие размещение золотого оруденения, — разрывные нарушения типа зон расщепления, повышенной трещиноватости и дробления, включающие согласные интрузивные тела различного состава. Эти поперечные структуры имеют отчетливую тенденцию к субширотному или северо-восточному простиранию.

Положение поперечных структур и поясов определяется размещением даек и штоков изверженных пород, которые совместно с рудовмещающими и рудо локализирующими структурами определяли концентрацию месторождений. В каждом рудном поле локализация промышленного оруденения определяется структурным фактором, что обычно для большинства гидротермальных месторождений. Нижнее выклинивание рудных тел определяется не затуханием минерализации в целом, а сменой структурных условий, которые становятся неблагоприятными в силу своеобразия механизма развития рудо локализирующих структур в условиях «активизации». Из морфологических классов развиты кварцево-жильный, зоны вкрапленных и метасоматических руд, минерализованные вулканические и тектонические брекчи.

Устанавливается связь золотой минерализации с магмой основного состава, дифференциация которой приводила к формированию пород повышенной щелочности. Оруденение отчетливо концентрируется как в нижнем, так и в верхнем структурном этаже.

Достаточно развиты золото-кварцево-сульфидный и золото-халцедоновидно-кварцевый типы минерализации, которые отчетливо характеризуются зональным (продольным и вертикальным) размещением в рассматриваемых регионах. При этом отмечаются переходы одного типа минерализации в другой. Вещественный состав золоторудных проявлений в общем имеет незначительное содержание сульфидов (1—2%). Размещение рудных столбов определяется структурными факторами. Пробность золота в целом варьирует от 500 до 960. В сочетании со свободным видимым золотом, как правило, некрупным, присутствует тонкодисперсное золото, приуроченное к различным сульфидам.

Зональность отмечается и в проявлении дорудных и околорудных изменений, выражающихся в березитизации, пропилитизации, альбитизации, актинолитизации и т. п. Степень изменения и проявления определенных метасоматитов в значительной мере зависит от характера вмещающих пород. Последние представлены обычно толщами с переслаиванием зеленокаменно измененных вулканитов и осадочных отложений исходного песчано-глинистого состава. Нередко вмещающими породами служат кислые и основные интрузивы, слагающие как дайки, так и массивы определенной величины. Массивы рассматриваются как сателлиты крупных батолитов.

Наконец, можно отметить определенные черты сходства между золоторудной минерализацией Даурской зоны и Дальнего Востока. Эти общие черты, учитывая исследования Г. П. Воляровича [1969] по эндогенным месторождениям ряда золотоносных областей Дальнего Востока, состоят в следующем.

Основные закономерности распределения проявлений золота обусловлены глубинными структурами с их последовательным временным развитием с запада на восток; распространение проявлений золота в значительной степени связано с субширотными структурами, сочленение которых с северо-восточными региональными структурами и обусловило максимальное развитие и линейно-узловатое распределение проявлений золота. Все это напоминает макроэстническую структуру Даурской зоны. Геологические особенности месторождений золота свидетельствуют об особой роли дизъюнктивных структур в размещении золотого оруденения. Этот признак должен быть положен в основу принципов прогнозной оценки. Наконец, золотоносные районы Даурской зоны представляют собой западное продолжение главного золотоносного пояса Дальнего Востока, его развитие было тесно связано с периодом мезозойской тектономагматической активизации.

Поперечные структуры, выходящие на поверхность, трассируются зонами разломов и трещиноватости, цепью дискорданных интрузий, свитами даек и т. п. Проявления золота приурочены к малым интрузиям и дайкам диоритовых пород (микродиориты, диорит-порфиры, плагиогранит-порфиры).

В морфологическом отношении отмечаются крутопадающие жилы, контролируемые зонами разломов, жильные штокверки в интрузивных телах, оруденелые зоны по тектоническим нарушениям в магматических и осадочно-метаморфизованных породах. Рудные тела сопровождаются окolorудными изменениями: окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, каолинизацией, турмалинизацией и сульфидизацией.

Из рудных, продуктивных по содержанию золота, минеральных ассоциаций встречаются пирит-арсенопиритовая и полисульфидная; в отдельных случаях установлены шеелит и висмутовые минералы. Пробность золота от 650 до 940; размеры золотинок от тонкодисперсных в пирито-арсенопиритовых рудах до мелкой и средней крупности. Формы золотинок различны — от изометричных кристаллов до чешуйчатых, пластинчатых и ветвистых. Золото образует сростания с кварцем, карбонатами и сульфидами: пиритом, арсенопиритом, галенитом и висмутином.

Эндогенные проявления золота — типичные представители образований гидротермального происхождения, причем наибольшие его концентрации (продуктивные ассоциации) наблюдаются в конечных фазах рудоотложения. Благоприятные условия для повышенных концентраций золота создавались внутриминерализационными подвижками в рудных телах.

Во-первых, сравнительный анализ со всей очевидностью указывает на определенное сходство условий формирования золоторудных месторождений; во-вторых, мы вправе, учитывая важную роль метода аналогии в учении о рудных месторождениях, поставить вопрос о должном отношении не только к общей оценке Даурской зоны, но и к постановке вопроса о расширении поисково-разведочных работ на уже известных объектах. Это диктуется не только выявленной нами аналогией, но и результатами геолого-разведочных исследований и некоторыми технико-экономическими соображениями.

Глава 5

Факторы, определяющие дальнейшие геологические исследования

Золотое оруденение, сформировавшееся в развивающейся макроэстачичной структуре, позволяет рассматривать ее как систему, благоприятную для проявления золоторудной минерализации и выявления закономерностей ее размещения [Шубин, 1974].

Линейно-узловое распределение золоторудной минерализации вдоль поперечных (субширотных) тектонических зон макрорестничной структуры и тесная связь ее с дайковым комплексом харалгинской (Тура-Илинский район) и сохондинской (Верхне-Ононский район) серий вулканоплутонической ассоциации должны лежать в основе геологических исследований независимо от теоретической интерпретации этой закономерности.

Мы установили, что золоторудная минерализация строго приурочена к поперечным тектоническим зонам макрорестничной структуры. Значит, геологические исследования необходимо проводить именно вдоль поперечных тектонических зон и в первую очередь вдоль тех из них, в которых имеются признаки золотого оруденения.

Как показали наши работы, поперечные тектонические зоны отчетливо фиксируются постоянной приуроченностью к ним дайковых и штокообразных магматических тел, представленных кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, плагиогранитами, диорит-порфиритами, диоритами, микродиоритами, спессартитами и кersантитами.

Поперечные зоны Тура-Илинского района, формировавшиеся преимущественно в полях развития гранитоидных пород, в общем характеризуются повышенной трещиноватостью и дробленностью вмещающих пород, в которых в различной степени развиты катаклаз, серицитизация, березитизация, хлоритизация, поля кварцево-турмалиновых пород и рассеянная кварцево-сульфидная минерализация. В некоторых зонах наблюдаются интенсивная пиритизация и кварцево-альбитовые метасоматиты, сопровождающиеся калишпатизацией, амфиболлизацией и флогопитизацией.

Поперечные зоны Верхне-Ононского района, формировавшиеся преимущественно в полях развития песчаниково-сланцевой толщи, в общем характеризуются повышенной трещиноватостью, что выразилось в резкой дробленности вмещающих пород на довольно мелкие и часто тонкоплитчатые обломки, которые нередко несут арсенопиритовую рассеянную минерализацию и следы «отбеливания», указывающие на наличие сленных зон сульфидизации.

Наряду с этими признаками большое значение при картировании поперечных зон и выявлении в них участков, благоприятных для обнаружения оруденения, имеют минералого-геохимические особенности типов золоторудной минерализации и характер проявления продольной зональности минеральных ассоциаций вдоль поперечных тектонических зон. Особенно тщательно следует учитывать те специфические черты золотого оруденения, которые позволили бы вновь вскрываемые рудные объекты отнести к определенному типу минерализации. Сопоставительный анализ в итоге позволит существенно уточнить общий характер и оценку золоторудной минерализации.

В частности, если провести подобного рода сопоставление изученных объектов и характера поведения в них золоторудной минерализации с рядом рудопроявлений, то можно отметить, что большинство рудопроявлений Верхне-Ононского района представляет

собой варианты различных горизонтов единой вертикальной зональности, установленной для золотого оруденения данного района. Подобного же рода картину мы имеем и для Тура-Илинского района, где следует также обратить внимание на анализ обширных зон «рассеянной» кварцево-сульфидной минерализации.

Определенную помощь в проведении геологических исследований могут оказать геофизические и геохимические методы. Ниже мы остановимся на некоторых результатах применения нами этих методов при работах по Илинской, Дыбыксинской и Любавинской зонам повышенной трещиноватости.

Геохимические исследования проводились с применением гидрогеохимического, илового, биогеохимического, бороздового, спектророзотометрического, шлихового (по протолочкам из коренных пород) и металлотометрического опробования, исследований по первичным ореолам рассеяния. Все это давало возможность оценить металлогению зон повышенной трещиноватости и определить условия для выявления и прослеживания их. В комплекс геофизических работ входили петромагнитные исследования, макромагнитная съемка и электроразведка.

Как показали гидрогеохимические исследования [Матусевич и др., 1964], в Илинско-Дыбыксинском районе гидрогеохимический фон представляют воды гидрокарбонатного типа, содержащие комплекс фоновых микрокомпонентов: Ti, Cr, V, Sn. В этом общем фоновом поле встречаются геохимические аномалии ряда компонентов (табл. 55). Аномалии приурочены к тектонически интенсивно нарушенным участкам Илинско-Дыбыксинской зоны повышенной трещиноватости (рис. 81).

На участке Золотая горка основной комплекс микрокомпонентов в водах отражает специфику рудной минерализации данного участка; при этом серебро встречается в водах, циркулирующих в системе трещин северо-восточного направления, подчеркивая тем самым общее простирание зоны повышенной трещиноватости.

Комплекс микрокомпонентов гидрокарбонатно-хлоридных вод Дыбыксинского участка качественно отличен от комплекса Золотой горки. Здесь общее северо-восточное простирание тектонической зоны подчеркивается водными потоками висмута, которые протягиваются и к юго-западу в сторону рудопроявления Славянка.

В районе горы Грищевской водные источники содержат два комплекса микрокомпонентов: один отвечает комплексу Золотой горки, другой (Ag и Sb) характерен преимущественно для участка горы Грищевской. Особенность вод этого района — преобладание хлоридов, что сближает их с Дыбыксинским участком; таким образом, в юго-западной части горы Грищевской под ее фельзитовым покровом может оказаться минерализация, аналогичная Дыбыксинской.

Учитывая наличие на участке горы Грищевской мощного эффузивного покрова, перекрывающего зону трещиноватости, применение здесь гидрогеохимического метода может существенно помочь геологическому изучению «скрытой» золоторудной минерализации. Изменения микрокомпонентного состава вод на разных участках

Макрокомпонентный и химический состав вод Илинского и Любавинского рудных полей

Объект	Гидрогеологические особенности	Кол-во точек опробования	Геохимическая характеристика	
			Комплексы элементов и их содержание, мкг/л	Особенности общего химического состава вод
Золотая горка	Элювиально-делювиальные и аллювиальные отложения мощностью 0,5—6 м перекрывают коренные породы, в которых преобладают трещинные воды зоны разлома	85	As (10—400), Pb (1—35), Cu (4—180), Zn (7—180), Bi (сл.—4,0), Ag (сл.—1,3), Au (сл.—1,5)	Сульфатные и хлоридные
Гора Грицевская	Зона разлома перекрыта покровом, мощность его 80—200 м. Редкие выходы источников трещинных вод из-под покрова фельзитов	46	Первый комплекс: As (5—30), Pb (1,5—3,0), Cu (1,5—8,0), Zn (1,5—10). Второй комплекс: Ag (0,8—1,0), Sb (5—48). В обоих комплексах: Au (сл.—1,0), Bi (сл.)	Гидрокарбонатно-хлоридные
Дыбыкса	Элювиально-делювиальные (преимущественно глинистые) и аллювиальные отложения мощностью 3—8 м. Нисходящие и восходящие трещинные воды с подчиненным значением поровых	45	Bi (1—12), As (5—960), Mo (0,5—15), Pb (1—7,5), Cu (0,5—15), Zn (1,5—7,5), Ag (0,2—5), Au (сл.)	Гидрокарбонатно-сульфатные с повышенным содержанием хлора
Любавинское рудное поле	Широко развиты островная мерзлота и обломочная кора выветривания. Порово-пластовые и трещинные воды	80	Pb (0,6—79,6), Cu (сл.—34), Zn (8,1—992), Ag (0,7—1,5), As (3,7—78,6), Sb (0,4—9,5), Co (1,7), Ni (0,6—5), V (сл.—5,9), Cr (сл.), Sn (7,4), Ba (сл.—7,3), Mo (сл.—0,7), Bi (0,74), Hg (0,6—1,1)	Сульфатно-гидрокарбонатные

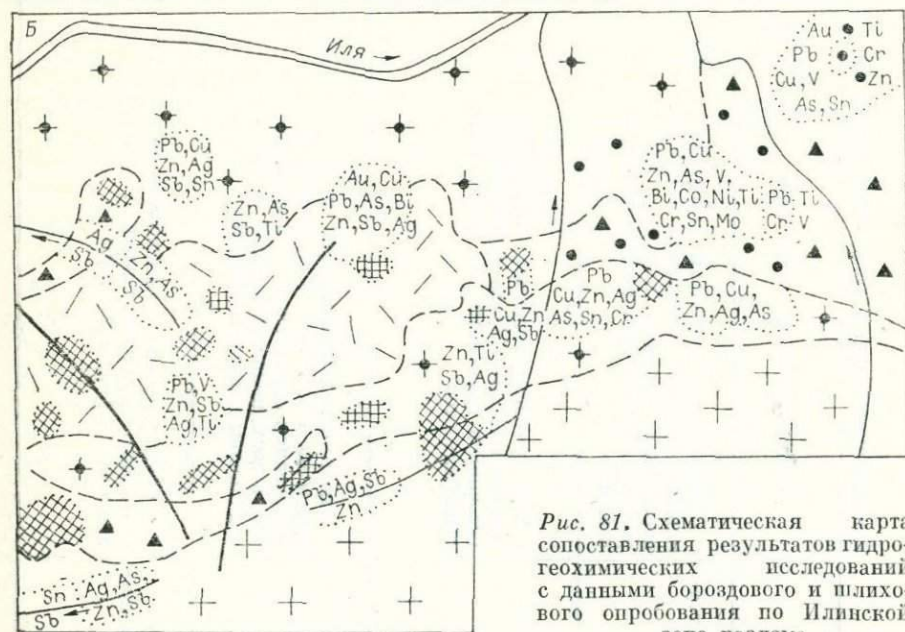
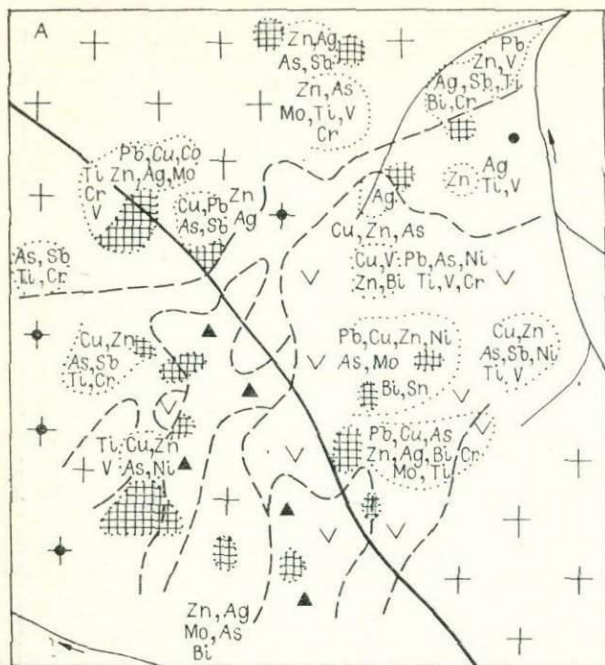


Рис. 81. Схематическая карта сопоставления результатов гидрогеохимических исследований с данными бороздового и шлихового опробования по Илийской зоне разлома.

А — Дыбыксийское, Б — Илийское месторождения, 1 — граниты, 2 — фельзиты и их туфы, 3 — катаклазированные граниты, 4 — катаклазиты и тектонические брекчии, 5 — диориты и диоритовые порфириды, 6 — линии главных водоразделов. Ореолы рассеяния по данным бороздового, шлихового и гидрогеохимического опробования: 7 — золото, 8 — серебро, 9 — золото в шлихах, 10 — элементы, встречаемые в водном потоке рассеяния в повышенном содержании, 11 — границы ореолов рассеяния зон минерализации.

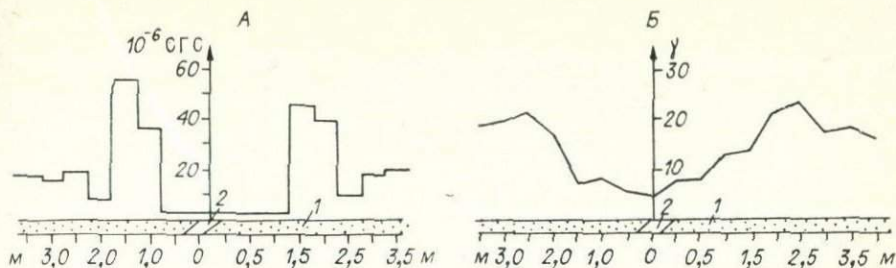


Рис. 82. График магнитной восприимчивости (А) и ΔZ (Б) гидротермально измененных песчаников (1) в контакте с кварцевой жилой (2).

Илинско-Дыбыксинской зоны повышенной трещиноватости весьма контрастны, отражают изменения минерального состава руд и тем самым подчеркивают горизонтальную зональность оруденения.

В водах и илах Любавинского рудного поля повсеместно распространены довольно широкий комплекс элементов (см. табл. 55), который отражает в общих чертах зональность минеральных ассоциаций. Так, в водах восточного фланга Любавинской зоны повышенной трещиноватости, примыкающей к Хамаро-Тыринскому массиву, присутствуют Au, As и Zn, в илах — Mo и Sn. К западу (участок Николаевский) в водах специфическим элементом является As, а в илах — Au, Ag, Co, Sn и Mo. Далее к западу, на Евграфовском участке в водах присутствуют Au, Sb, As, Ni и, наконец, на западном фланге (участок Больше-Федоровский) для вод специфичны Au, Sb, As, Ni, а для илов — Au, Ag, Co, Sb, As, Mo и Sn. Одновременно с качественным изменением комплексов с запада на восток наблюдается и уменьшение содержаний в водах и илах Cu, As и Pb. Рассмотрение поведения золота в водах показало, что содержания его встречаются лишь в отдельных точках, что можно объяснить недостаточной чувствительностью анализа, в иловых же отложениях оно образует контрастные потоки рассеяния. Золото в растениях встречается лишь над рудными зонами.

Касаясь геохимических исследований в Любавинском рудном поле, следует отметить работы, проведенные под руководством Л. В. Таусона и Н. А. Китаева, которые показали, что характерными элементами, фиксирующими Любавинскую зону повышенной трещиноватости, кроме Au, служат Ag, As, W, В, F и Hg (табл. 56). Для Хавергинской зоны, кроме того, отмечаются значительные аномалии концентрации свинца $((10-20) \cdot 10^{-3} \%)$ и висмута $((2-3) \cdot 10^{-4} \%)$. Эти аномалии прослеживаются и к западу от Сергиевского разлома.

Заслуживают внимания и результаты анализа элементного состава потоков рассеяния минерализации зон повышенной трещиноватости (табл. 57). Au, Ag и As характеризуют потоки рассеяния рудных тел; Bi, W, Mo, Sn, Pb, Cu, Zn — потоки рудных полей. Эти данные достаточно четко подтверждают отмеченную нами горизонтальную зональность: к западу идет увеличение концентрации

Среднее содержание (\bar{X}) и дисперсия концентрации (σ^2) элементов в Любавинской зоне повышенной трещиноватости, $n \cdot 10^{-4}$, %

Элемент	Профили вквост простирания зоны							
	Больше-Федоровский участок				Евграфовский участок			
	\bar{X}	σ^2	\bar{X}	σ^2	\bar{X}	σ^2	\bar{X}	σ^2
	По зоне 58 проб		Вне зоны 48 проб		По зоне 60 проб		Вне зоны 44 пробы	
Ag	0,10	60	0,02	2,3	0,15	170	0,02	2,7
As	660	14 000	50	2,4	400	4700	60	5,2
W	6,0	10	3,0	2,0	7,0	20	3,0	1,5
Mo	2,0	3,6	1,0	0,4	1,0	0,5	1,0	0,2
Pb	20	0,8	10	0,2	20	1,0	10	0,2
Zn	50	7,0	60	2,5	50	1,3	60	1,1
Cu	20	1,0	16	0,5	20	0,3	20	0,7
	По зоне 5 проб		Вне зоны 10 проб		По зоне 8 проб		Вне зоны 10 проб	
Co	6	—	4	—	6	—	5	—
Hg	0,06	9	0,02	0,8	0,03	4,3	0,02	0,8
F	1800	130	800	60	700	3,3	600	3,3
B	120	25	60	3,5	100	19	80	4,4
Mn	110	—	210	—	210	—	240	—

Примечание. рН колеблется в пределах 8—9 с уменьшением щелочности при подходе и над рудной зоной до 7,4.

Pb, Cu, Mo, Bi и др. При этом в центральной части рудного поля $Ag/Au = 0,3-2$, реже больше, а на флангах $Ag/Au = 5-8$. Поток рассеяния к югу и северу от Любавинской зоны фиксируется ряд других зон, субпараллельных ей. При геохимическом картировании с успехом можно использовать выделенные группы элементов, характерные для ореолов околорудных изменений.

С целью изучения структур на Николаевском участке Любавинского рудного поля были впервые проведены микромагнитная съемка и петромагнитные исследования образцов пород. На участках развития даек, кварцевых жил и различных осадочно-метаморфических пород исследовались микроплощадки с целью выяснения характера микромагнитных аномалий, вызываемых теми или иными геологическими объектами. Это позволило оценить магнитные параметры пород и интенсивность аномалий над песчаниками (25—40 γ), кварцевыми жилами (5—10 γ), дайками, зонами тектонических нарушений (15—30 γ) и над слепыми телами гранитоидных пород (100—300 γ). Микромагнитный метод применим и для обнаружения кварцевых жил. Определенную помощь в поисках рудных тел могут оказать измерения магнитной восприимчивости околорудноизмененных пород (рис. 82). Величина ее в интервале от 0 до 1 м от кварцевой жилы в измененных породах составляет $(0-3) \cdot 10^{-6}$ СГС, тогда как в неизменной породе она резко возрастает до $(20-30) \cdot 10^{-6}$ СГС. Это обусловлено тем, что суммарное содержание железа в ореоле гидротермальных изменений по мере приближения к жиле постепен-

Элементный состав потоков рассеяния Любавинской зоны повышенной трещиноватости, %

Элемент	Кларк по А. П. Виноградову	Среднее фоновое содержание	Концентрация элементов в потоках		
			минимальная	средняя	максимальная
Au	$1 \cdot 10^{-7}$	$< 5 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-5}$
Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	$\approx 1 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$
As	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$
Bi	$1 \cdot 10^{-6}$	$< 1 \cdot 10^{-4}$	—	—	$(2-3) \cdot 10^{-4}$
W	$2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$
Mo	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$(6-10) \cdot 10^{-4}$
Pb	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	$5 \cdot 10^{-3}$
Cu	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	$3 \cdot 10^{-3}$
Zn	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	—	—	$8 \cdot 10^{-3}$

Примечания: 1. Количество проб — более 3000. 2. Тире — концентрации ниже чувствительности метода анализа.

но понижается, вызывая значительные изменения магнитных свойств вмещающих пород.

Геофизические исследования, проведенные нами на ряде участков Илинской зоны, позволяют сделать вывод о возможности широкого применения электроразведки и магниторазведки для геологического картирования тектонических зон, аналогичных Илинской.

Отмеченные выше признаки золоторудной минерализации, условия ее локализации и опыт применения ряда геохимических и геофизических исследований вполне могут быть применены при комплексных крупномасштабных съемках.

Намечающиеся золоторудные зоны повышенной трещиноватости являются прямыми источниками россыпей. Характеристики последних указывают на потенциальные возможности их коренных источников при наличии незначительного эрозионного среза [Иванов и др., 1972], вскрывшего, учитывая минеральный состав россыпей, лишь верхние (арсенопирит-висмутиновая ассоциация) горизонты зональной колонки минерализации золото-кварцево-сульфидного типа.

Итак, при проектировании поисковых работ в целом мы должны принимать во внимание следующие три главных фактора:

линейно-узловое размещение месторождений в поперечных тектонических зонах макрорестничной структуры;

горизонтальную зональность типов золоторудной минерализации в поперечных тектонических зонах с учетом вертикальной зональности отложения, прямой и обратной зональности средне- и малоглубинных парагенетических рядов единой рудной колонны;

тесную пространственную связь золоторудных месторождений с поясами дайковых и штокообразных магматических тел, причем локализация рудной минерализации происходит в относительно узкой зоне, в непосредственной близости к магматическим телам. При этом наиболее часто в таких зонах золотое оруденение пространственно совмещено со штоками пород повышенной основности и щелочности или с полями развития даек основного состава.

Все эти факторы позволяют наметить общую программу по постановке геологических исследований на золотое оруденение в восточной части Даурской зоны [Васильев, Шубин, 1976].

1. Выявление и прослеживание зон глубинного заложения в макроступенчатой структуре по наличию проявлений магматизма эпохи послегеосинклинальной активизации в форме штоков, дайковых полей большой протяженности. Особенно интересны участки зон, насыщенные магматическими телами среднего и основного состава. Определенную информацию на этом этапе работ могут дать и продукты гидротермальной переработки пород в зонах повышенной трещиноватости. Все это касается в первую очередь неоткартированных поперечных зон, в которых отмечено наличие рудопроявлений.

2. Выявление продольной (горизонтальной) зональности в размещении известных и вновь вскрываемых рудопроявлений различных типов минерализации.

3. Выявление вертикальной зональности и глубины формирования различных типов минерализации с учетом современного эрозионного среза.

4. Выделение участков площадью 1—2 км² для детальных работ на золотое оруденение определенного типа. Проверка этих участков металлометрией и спектрозолотометрией на сопутствующие золоту элементы достаточно эффективна в закрытых районах. В открытых районах целесообразно проведение геохимических исследований, направленных на выявление первичных ореолов рассеяния. Определенную помощь на данном этапе могут оказать гидрогеохимические и геофизические работы, особенно постановка микромагнитной съемки, положительно зарекомендовавших себя при оценке перспективных участков в районах золоторудных месторождений Забайкалья.

При проведении программы следует учитывать, что рассматриваемый регион имеет и благоприятные социально-экономические и экономико-географические условия в отношении постановки поисково-разведочных работ. Материалы, изложенные нами в главах, касающихся описаний золоторудной минерализации, позволяют согласиться с О. Д. Левицким, что «...в пределах старых рудных районов с обрисовавшимся характером рудоносности, с хорошо выявленной специфичностью присущего им оруденения вполне целесообразно в ряде случаев серьезно проверить на глубину выявляемые благоприятные участки. К этому мы прибегаем пока, пожалуй, реже, чем следует» [Левицкий, 1963, с. 8].

Заключение

Накопленные геологические материалы по золоторудной минерализации областей тектономагматической активизации позволяют говорить о наличии общих закономерностей образования и размещения оруденения в различных регионах.

Для Даурской зоны мы предлагаем выделять следующие типы золоторудной минерализации: золото-кварцево-сульфидный жильного оруденения; золото-серицит-сульфидный вкрапленного и реже прожилково-кварцевого оруденения; золото-халцедоновоидно-кварцевый жильного и прожилкового оруденения; золото-альбит-кварцевый прожилково-метасоматического оруденения (новый для Центрального Забайкалья). Основанием для выделения самостоятельных типов оруденения послужили специфика проявления кварцево-альбитовых метасоматитов, их отношение к наложенной золоторудной минерализации, своеобразный минералогический состав и относительно широкое их участие в тектономагматических циклах развития различных регионов мира.

В пространственном размещении типов золоторудной минерализации в конкретных рудоконтролирующих тектонических зонах прослеживается продольная зональность. Так, золото-халцедоновоидно-кварцевая минерализация сменяется к западу золото-серицит-сульфидной (Тура-Илинский район) или золото-кварцево-арсенинит-висмутиновой (Верхне-Ононский район), далее золото-альбит-кварцевой (Тура-Илинский район) и, наконец, золото-кварцево-сульфидной. Горизонтальная зональность отражает на современном срезе вертикальную (глубинную) прямую (Тура-Илинский район) и обратную (Верхне-Ононский район) зональности отложения.

В связи с различной глубиной эрозионного среза в центре поднятия (Кыра-Дарасунский блок) и на его флангах зональность в размещении типов минерализации выражается также в последовательной смене от центра к флангам (по длинной оси) рудоконтролирующих поперечных менее глубоко эродированных зон глубоко эродированными зонами с «глубинным» типом минерализации.

Проявление двух различных типов (структурогенной) зональности объясняется последовательным раскрытием рудоконтролирующих

щих и локализирующих структур в субширотных зонах и рудных полях на фоне многостадийного минералообразования. Многостадийность, очевидно, есть неотъемлемая черта развития месторождений, формирующихся в областях активизации. В распределении и локализации оруденения в рудных полях основную роль сыграли структурные факторы, определившие не только пространственное размещение кварцевых жил или зон гидротермально измененных пород и возникновение определенных типов рудных столбов, но и горизонтальную и вертикальную зональность минеральных ассоциаций и создавшие благоприятные условия для распространения рудных тел на глубину.

Указанные типы золоторудной минерализации формировались в киммерийскую металлогеническую эпоху при послегеосинклинальной тектономагматической активизации, имея средне-верхнеюрский возраст. Они представляют собой составную часть золото-сульфидно-кварцевой формации, связанной с проявлением сложной вулканоплутонической ассоциации щелочно-базальтоидного магматизма сводово-глыбовых областей завершенной складчатости и входящей в «группу рудных формаций тектономагматической активизации древних складчатых областей и платформ» (по В. А. Кузнецову).

В эту эпоху отчетливо проявилась теснейшая связь тектоники и магматизма, без учета которой в данном регионе невозможно объяснить все разнообразие тектономагматических процессов областей активизации.

Широко распространенные дайковые тела кислого и среднего состава, концентрирующиеся в субширотных тектонических зонах и проявившиеся после резкой перестройки тектонических структур Кыра-Дарасунского блока, комагматичны сохондинской (Верхне-Ононский район) и харалгинской (Тура-Илинский район) контрастным сериам вулканоплутонической ассоциации Центрального Забайкалья. Необходимо отметить направленное временное развитие дайковых пород (от сохондинской к харалгинской серии), связанное с последовательным развитием субширотных магмо-рудоконтролирующих структур и с эволюцией магматического глубинного очага.

Связь месторождений золота с изверженными породами подтверждается также преемственностью между автотетасоматическими процессами в дайках и последующими гидротермальными изменениями, указывающей на то, что металлоносные растворы выносились из очага еще в магматическую стадию его существования. Автотетасоматические процессы при формировании пород дайкового комплекса были существенно калиево-натриевого характера. При этом в ряде случаев дайки с проявленным в них калиевым метасоматозом пространственно ассоциируют с ранними минеральными ассоциациями рудных тел, а дайки, характеризующиеся преимущественно натриевым метасоматозом, ассоциируют с полисульфидными минеральными ассоциациями рудных тел. Все эти обстоятельства, несомненно, указывают на горизонтальную и вертикальную зональность в проявлении щелочного автотетасоматоза и рудоотло-

жения. Следует также отметить, что повышенное содержание элементов, принимающих участие в последующем рудном процессе (Pb, Cu, Zn, Ag и др.), наблюдается там, где имел место интенсивный щелочной аутометасоматоз. Дальнейшее изучение подобных явлений откроет широкие возможности к анализу генетических связей оруденения и магматизма.

Мезозойские магматические породы происхождением и пространственным размещением обязаны не только вертикальной миграции очага в условиях развития тектонических зон глубинного заложения, но и «горизонтальной» миграции фронта расплава при неоднородной тектонической напряженности гетерогенного фундамента и направленной волновой природе развития. Все это в совокупности и обусловило особенности мезозойского магматизма и связанного с ним оруденения.

Тектоническое развитие Даурской зоны в мезозойское время привело к обособлению локального блока (Кыра-Дарасунский) по крупным субмеридиональным тектоническим зонам и формированию в нем поперечных (субширотных) тектонических зон. В результате возникла сложная структура макрорестничного типа, в которой создались благоприятные условия для локализации в поперечных зонах дайкового комплекса и эндогенных месторождений золота с линейно-узловым характером размещения. Аналогичные макрорестничные структуры можно наметить и в других регионах с блоковой тектоникой развития.

Выделение и изучение подобных структур и их внутренних поперечных зон, локализаторов оруденения представляют определенный интерес для познания закономерностей размещения рудных месторождений, особенно в условиях областей тектономагматической активизации.

Анализ развития макрорестничной структуры позволяет говорить о временной направленности в развитии магмо-рудоконтролирующих структур, дайкового магматизма и связанного с ним золотого оруденения от Верхне-Ононского (нижне-среднеюрская металлогения развития) к Тура-Илинскому (верхнеюрская металлогения развития) району. Подобное «скольжение» возраста развития тектонических структур, золотого оруденения и определенных серий вулканоплутонической ассоциации обусловлено, несомненно, направленным тектоническим режимом развития Кыра-Дарасунского блока и единого магматического глубинного очага, эволюционировавшего при мезозойском сводовом развитии региона.

Выделение и изучение блоков с макрорестничной структурой будет способствовать также познанию закономерностей размещения месторождений и постановке региональных поисковых работ вдоль поперечных тектонических зон с учетом характера типов минерализации, их зональности и связи с определенными породами (в основном среднего состава) дайкового комплекса. Как показала практика, в выявлении поперечных зон и соответствующих типов минерализации большую помощь могут оказать геофизические и геохимические методы поисков.

Литература

- Абдулаев Х. М., Бадалов А. Б., Хамрабаев И. Х. Некоторые итоги постмагматических формаций Средней Азии.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—20.
- Аренс Л. Х. Распределение элементов в изверженных горных породах.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964, с. 293—300.
- Аристов В. В., Королев В. Н., Смутьский Н. Я. Мезозойский вулкан Алханай в Забайкалье и обоснование поисков скрытого оруденения.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 4, с. 57—74.
- Баженев В. И., Шубин Г. В. Некоторые итоги изучения структур рудных полей золоторудных месторождений Западной Сибири и Забайкалья.— В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 42—47.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
- Биндеман Н. П. Геологическое строение Любавинского золоторудного месторождения.— Разведка и охрана недр, 1968, № 10, с. 6—8.
- Богомолов Н. С., Барабашев Е. В., Гладков В. Г. и др. Глубинные разломы Забайкалья (в границах Читинской области).— Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1970, т. 6, вып. 1, с. 21—44.
- Бородаевский Н. И. Золотоносные альбититы рудника Малый Корен в Учалинском районе БАССР на Южном Урале.— В кн.: Труды НИГРИ, 1938, с. 16—50.
- Бульников А. Я. Золото-турмалиновая с шеелитом формация Салаирского кряжа.— В кн.: Сборник, посвященный 50-летию В. А. Обручева. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1938, с. 203—234.
- Бульников А. Я. Золоторудные формации провинции Алтае-Саянской горной страны. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1948. 299 с.
- Васильев Б. Д., Шубин Г. В. Общие черты зональности золотооруденения на примере Кузнецкого Алатау и Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968, с. 55—58.
- Васильев Б. Д., Шубин Г. В. Критерии прогноза золоторудных месторождений послегеосинклиналиального этапа (на примере Кузнецкого Алатау и Центрального Забайкалья).— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 363—364.
- Васильев Б. Д., Шубин Г. В. Критерии прогноза золоторудных месторождений этапа послегеосинклиналиальной активизации.— Изв. Томского политехи. ин-та, 1976, т. 264, с. 12—15.
- Великий А. С. Структуры рудных полей. Л., 1961. 275 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах

изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

- Винчелл А. Н., Винчелл Г.** Оптическая минералогия. М.: ИЛ, 1953. 561 с.
- Водарович Г. П.** Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке.— В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с. 7—35.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И.** К вопросу возникновения рудных провинций.— В кн.: Проблемы постамагматического рудообразования. Т. 2. Прага: Изд-во АН ЧССР, 1963, с. 274—276.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И., Чернышов В. Ф. и др.** Структурные условия локализации гидротермального оруденения в различных структурных этапах.— В кн.: Проблемы геологии, минералогии месторождений. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 107—120.
- Гамянин Г. Н.** Парагенезисы рудных минералов золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района.— Геол. и геофиз., 1965, № 7, с. 130—137.
- Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья**/Под ред. Д. И. Горжевского, Н. А. Фогельман. М.: Недра, 1970. 232 с.
- Герасимов А. П.** Геологические исследования в Заяблоне в 1895—98 годах.— В кн.: Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. Вып. 18. Спб., 1899, с. 89—93.
- Гзовский М. В.** Моделирование тектонических полей напряжений.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 6, с. 527—545.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений**/Под ред. М. А. Фаворской, И. Н. Томсона. М.: Недра, 1974. 193 с.
- Голубев В. С., Шараров В. Н.** Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 279 с.
- Гольдшмидт М. П., Петерс К. К.** К геохимии благородных металлов.— В кн.: Геохимия редких элементов. М.: изд. ГОНТИ, 1938, с. 98—120.
- Горжевский Д. П., Козеренко В. М.** Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Наука, 1965. 300 с.
- Горжевский Д. П., Козеренко В. М., Фогельман Н. А.** О металлогеническом районировании зон активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М.: Наука, 1967, с. 139—158.
- Гордон Смит Ф.** Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 475 с.
- Григорчук Г. Ю., Иванов С. М., Лехов Ю. В.** Элементы цикличности гидротермального минералообразования.— Геол. рудных месторожд., 1971, № 5, с. 64—75.
- Григорян Г. О.** Об антагонизме в парагенезисе некоторых сульфидных минералов в рудах Армянской ССР.— Геохимия, 1962, № 4, с. 337—344.
- Дембо Т. М.** Геологическое строение и золотое оруденение северной части Кузнецкого Алатау. М.: изд. НИГРИ. 238 с.
- Долгов Ю. А.** Состав газов в процессах эндогенного минералообразования.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 101—111.
- Дубровский В. Н., Кигай И. Н.** Зональность оловорудных месторождений.— В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1. М.: Наука, 1974, с. 19—88.
- Ефимов А. Н.** Щелочной метасоматоз, связанный с формированием кыринского комплекса Забайкалья.— Сов. геология, 1968, № 7, с. 142—151.
- Жабин А. Г.** Метакристаллы и критерии относительного идиоморфизма минералов.— В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966, с. 34—50.
- Забияка А. П., Забияка И. Д.** К вопросу о золотоносности Былыксинского района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1962, с. 239—241.
- Захаров Е. Е.** К вопросам о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 50—81.
- Захарченко А. И.** Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 106 с.
- Зимнухова В. И., Шохина О. И.** О золотоносных плагиогранитах Араратского массива (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по металлогении и по-

- лезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1968, с. 149—154.
- Иванкин П. Ф.** Рудные столбы как элементы гидротермального потока.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 6—12.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М.** Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972. 288 с.
- Изох Э. П.** Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз., 1966, № 1, с. 32—44.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Ноговская Г. Н.** Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
- Ильенок С. С.** Овоидные альбититы с участка рудника «Знаменитого» в Кузнецком Алатау.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1950, т. 65, с. 175—187.
- Исаенко М. П.** Определитель текстур и структур руд. М.: Недра, 1964. 156 с.
- Ицксон М. П.** Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудных месторожд., 1963, № 2, с. 28—45.
- Казиниц Ю. В.** Роль тектонических структур в формировании металлоносных интрузий Северо-Восточного Забайкалья.— В кн.: Глубинные разломы. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1964, с. 183—191.
- Канишев А. Д.** Блоковая структура Центрального Забайкалья и ее значение для магматизма и металлогении.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 262—296.
- Квятковский Е. М.** Первичные ореолы рассеяния кварцево-золоторудных жил Любавинского рудного поля.— Зап. Ленингр. горного ин-та, 1963, т. XLV, вып. 2, с. 10—15.
- Кигай И. Н.** О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования.— В кн.: Зональность гидротермальных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1974, с. 164—195.
- Кигай И. Н., Фаворская М. А.** О некоторых магматических формациях Тихоокеанского пояса.— В кн.: Магматические формации. М.: Наука, 1964, с. 52—56.
- Князев Г. И.** Тектонические структуры и рудная зональность.— Геотектоника, 1968, № 6, с. 77—91.
- Козлов В. Д.** Геохимические особенности рудоносности и вопросы размещения гранитных интрузий в Центральном Забайкалье.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с. 58—69.
- Комаров П. В.** О геохимической специализации рудообразующих растворов в отношении минерализаторов (хлора, фтора, бора).— Геол. рудных месторожд., 1963, № 6, с. 51—64.
- Константинов Р. М.** Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 19—30.
- Константинов Р. М., Спротинская С. В.** Логико-информационные исследования эндогенных рудных формаций и вариационные ряды рудных месторождений.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974, с. 68—82.
- Коренбаум С. А.** Состав мусковита и хлорита и физико-химические условия образования некоторых гидротермальных месторождений.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 1. М.: Наука, 1971, с. 348—349.
- Коржинский Д. С.** Очерки метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- Коржинский Д. С.** Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.
- Кормилицин В. С.** О рудных поясах Восточного Забайкалья.— Бюл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2, с. 45—52.
- Коробейников А. Ф.** Контактново-метасоматические и гидротермальные образования золоторудного поля Коммунар.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968, с. 128—135.

- Коробейников А. Ф., Шубин Г. В.** Золотоносные альбититы Кузнецкого Алатау и Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. Ч. 2. Чита: изд. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1969, с. 40—44.
- Коробейников А. Ф., Шубин Г. В.** Золотоносные щелочные метасоматиты.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Ч. 2. Алма-Ата: изд. ОНТИ КазИМС, 1971, с. 104—113.
- Косыгин М. К.** Геологическое строение Илинского района и генезис золоторудного месторождения Вост. Забайкалья.— Изв. Иркутского горно-металл. ин-та, 1942, вып. 2, ч. 2, с. 78—86.
- Красинец С. С.** О развитии некоторых позднемезозойских депрессионных зон Забайкалья на основе тектоно-формационного анализа.— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1968, с. 8—10.
- Краснов В. П.** Среднеюрские интрузии района верховой рек Чикоя и Ингоды.— Там же, с. 91—111.
- Кузнецов В. А.** Магматизм и рудные формации.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 309—317.
- Кузнецов В. А.** Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 7—18.
- Кузнецов В. А.** Рудные формации.— Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3—14.
- Кузнецов Ю. А.** Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., 1970, № 9, с. 3—24.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.** Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 108—121.
- Кузьмин А. М.** Плоскости спайности и скольжения у каменной соли.— Геол. и геофиз., 1960, № 6, с. 60—74.
- Кузьмин А. М.** Роль концентрационных потоков на стадии кристаллизационной дифференциации магмы.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1963, т. 121, с. 114—118.
- Кузьмин А. М., Шубин Г. В.** К геологии Илинского золоторудного месторождения (Вост. Забайкалье).— Там же, с. 60—63.
- Кузьмин А. М., Шубин Г. В.** Илинское месторождение (Вост. Забайкалье). Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1966. 93 с.
- Лапин Б. Н., Широких И. Н.** Геология, метасоматизм и золотое оруденение Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 164 с.
- Ларсен Е., Берман Г.** Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.: Недра, 1975. 464 с.
- Левин Г. Б.** Гидродинамические условия образования рудных столбов.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата: изд. ОНТИ КазИМС, 1969, с. 15—17.
- Левинский О. Д.** Выступление на совещании по научным основам поисков скрытого оруденения.— В кн.: Вопросы и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 7—13.
- Летников Ф. А.** Влияние кинетических факторов на формирование и состав гидротермальных систем.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 90—100.
- Лозовский В. И., Максимов С. С., Никулин В. Н.** Методика геометризации и анализа рудных столбов в месторождениях золота Вост. Забайкалья.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 124—130.
- Лукин Л. И., Корин П. З., Кравченко Г. Г., Сафонов Ю. Г.** Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 162 с.
- Ляхович В. В.** Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.
- Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В.** Физико-химические закономерности процесса рудообразования на золото-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1970, с. 167—171.

- Макаров Я. А.** Геологический очерк месторождений золота в Амурском бассейне. Предварительный отчет.— Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1889, т. 20, № 3, с. 56—64.
- Максимов С. С., Никулин В. П.** О влиянии поперечных зон внутрирудной и активизированной дорудной трещиноватости, размещение жил и распределение в них золота (на примере Любавинско-Хавергинского рудного поля).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 33—36.
- Матусевич В. В., Шубин Г. В., Шабьнин Л. Л.** Результаты гидрохимических исследований в пределах тектонической зоны одного из районов Вост. Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1964, с. 391—395.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А.** Гипогенная зональность и направление металлогенических исследований в Восточном Забайкалье.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 3. Чита: изд. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967, с. 34—39.
- Менакер Г. М.** Размещение рудных месторождений в связи с глубинным строением земной коры юга Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 5. Чита: изд. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1970, с. 33—38.
- Менерт К.** Новое о проблеме гранитов. М.: ИЛ, 1963. 154 с.
- Металлогения областей тектономагматической активизации.** Иркутск, 1973. 207 с.
- Михеев В. П.** Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
- Мозгова Н. Н., Бордаев Ю. С.** Геохимические особенности поведения сурьмы в свинцово-сурьмяном минералообразовании.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 1. М.: Наука, 1971, с. 317—318.
- Моисеенко В. Г.** Главные факторы, определяющие поведение золота в природных процессах.— В кн.: Геохимия золота. Ч. 2. Владивосток: изд. ДВГИ, 1974, с. 3—5.
- Моисеенко В. Г., Фатьянов П. П.** Физико-химические условия формирования гидротермальных золоторудных месторождений.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 4. М.: Наука, 1971, с. 321—322.
- Набоко С. П.** Случай газового фторметасоматоза при активном вулканизме.— Геохимия, 1957, № 5, с. 385—388.
- Нагибина М. С.** О возрасте вулканогенной формации Забайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5, с. 86—95.
- Некрасов Б. П.** Курс общей химии. М.: Госхимиздат, 1954. 972 с.
- Обручев В. А.** Илинское золоторудное месторождение в Восточном Забайкалье. Пг., 1916. 287 с.
- Обручев В. А.** Евграфовское золоторудное месторождение и соседние с ним в бассейне реки Онон (Вост. Забайкалье).— В кн.: Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 87—112.
- Онтоев Д. О.** Условия и главнейшие факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях.— В кн.: Зональность гидротермальных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1974, с. 123—163.
- Павлов А. Л.** Влияние режима кислотности-щелочности растворов на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях.— В кн.: Физика и физикохимия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука, 1971, с. 78—100.
- Павлов А. Л., Павлова Л. К.** Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования.— Там же, с. 124—147.
- Падалка Г. Л.** О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1953, с. 491—533.
- Пайе А. В.** Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
- Петровская Н. В.** О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1955, т. 84, вып. 3, с. 290—307.

- Петровская Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере Енисейского кряжа.— Тр. ЦНИГРИЗолото, 1956, вып. 21, с. 3—46.
- Петровская Н. В. О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд.— В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 258—313.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 331 с.
- Поспелов Г. Л. Статистические и динамические факторы локализации рудных столбов и месторождений.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 12—22.
- Радугин К. В. Проблемы сибиретипной тектоники.— Вестн. научной информ. Заб. отд.-ния Геогр. о-ва СССР. Чита, 1965, № 1, с. 3—5.
- Рамдор П. Рудные минералы и их срastания. М.: ИЛ, 1962. 1132 с.
- Рожков И. С. Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах.— Геол. и геофиз., 1968, № 7, с. 3—16.
- Рожков И. С. Близповерхностные месторождения золота.— Геол. рудных месторожд., 1971, № 3, с. 13—14.
- Рожков И. С. Среднеглубинные месторождения золота.— Геол. рудных месторожд., 1971, № 5, с. 23—37.
- Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин Г. Н. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 238 с.
- Росляков Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1982. 238 с.
- Рундквист Д. В. К вопросу о «локальной пульсации» при формировании месторождений.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага: Изд-во АН ЧССР, 1963, с. 244—248.
- Салон Л. И. Псевдоталхалиты из Прибайкалья и Западного Забайкалья и проблема их генезиса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 5, с. 40—56.
- Сахарова М. С., Батракова Ю. А. Исследование процесса осаждения золота на сульфиды электрохимическим методом.— В кн.: Новые методы исследования минералов и горных пород. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973, с. 73—77.
- Семеновко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев: Наукова думка, 1966. 298 с.
- Смирнов С. С. Очерк металлогени Восточного Забайкалья. М.: Госгеолиздат, 1944. 89 с.
- Смирнов В. П. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел.— В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 3—15.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1968. 127 с.
- Сорокин В. И., Груздев В. С. Элементарная форма переноса ртути, мышьяка и сурьмы в гидротермальных условиях.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 4. М., 1971, с. 302—303.
- Старченко В. В., Беляков Е. А., Фомин П. А., Барабанов Е. В. Геология средневерхнеюрских вулканогенных образований Центрального Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 2. М.: Недра, 1966, с. 16—32.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.
- Тацина М. В. Изверженные породы Боролдайтау и Кулантау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1951. 108 с.
- Тимофеевский Д. А. О типах оруденения юрских золоторудных месторождений.— В кн.: Геология и разведка месторождений и полезных ископаемых Забайкалья. Чита: изд. ЗабНИИ МГ СССР, 1968, с. 24—27.
- Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972. 260 с.
- Тихомиров Н. И., Козубов Л. А., Тихомиров И. Н. Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964. 215 с.
- Томсон И. Н. Поисковое значение региональных поясов повышенной трещиноватости.— В кн.: Материалы совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ. Чита, 1956, с. 223—229.

- Томсон И. Н., Иванов П. Б., Константинов Р. М. и др. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 31—40.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья.— Геол. рудных месторожд., 1964а, № 2, с. 38—51.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О верхнемезозойских гидротермальных циклах в Вост. Забайкалье в свете данных калий-аргонового и свинцово-изотопного методов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964б, № 7, с. 3—11.
- Трдличка Э., Гоффман В. Новые данные о генезисе звездчатых выделений сфалерита в медных колчеданах Харни-Крупка в Крушных горах.— Реф. журнал. Сер. геол., геохим., минер., петрогр., 1964, № 4, с. 24.
- Трегера В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 200 с.
- Труфанов В. Н. Закономерности оруденения и термодинамические барьеры рудообразования на Северном Кавказе.— В кн.: Минералогические, петрографические и геохимические исследования на Северном Кавказе и в Донбассе. Ростов: изд. Ростовск. ун-та, 1972, с. 132—141.
- Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Т. 1. М.: Наука, 1971, с. 304—305.
- Тюрин Н. Г. Роль окислительно-восстановительного потенциала в процессах растворения и осаждения золота.— В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966, с. 263—268.
- Устиев Е. К. Основные проблемы изучения вулканоплутонических формаций и связанных с ним рудных месторождений.— В кн.: Труды Второго всесоюзного вулканологического совещания. Т. 2. М.: Наука, 1966, с. 183—189.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 262 с.
- Ферман А. Е. К геологии золота.— Докл. АН СССР, 1931, № 8, с. 199—204.
- Ферман А. Е. Избранные труды. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 588 с.
- Филимонова А. А. Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 37—48.
- Фишер В. Л. О металлогеническом значении зон повышенной трещиноватости субширотных направлений в Северо-Восточном Забайкалье.— Изв. Забайкальск. отд-ния Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968, т. 4, вып. 2, с. 99—101.
- Фогельман Н. А. Некоторые особенности тектоники и магматизма этапа позднемезозойского сводового развития Забайкалья.— В кн.: Первая научная конференция Забайкальск. отд-ния Геогр. о-ва СССР. Чита, 1964а, с. 21—24.
- Фогельман Н. А. Эксплозивно-инъекционные золотосодержащие брекчии Илинского месторождения в Забайкалье.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964б, т. 39, вып. 2, с. 90—100.
- Фогельман Н. А. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области.— В кн.: Геологический сборник. М.: Недра, 1965, № 9, с. 81—93.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 84. 196 с.
- Фогельман Н. А. Особенности строения и развития сводовых поднятий как основа для тектонического и металлогенического районирования.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Наука, 1972, с. 62—67.
- Хетчинков Л. Н., Аникин И. Н., Смирнова С. А. Образование щелочных пород и перенос металлов в парах фторсиликатного расплава.— Сов. геология, 1969, № 5, с. 74—80.
- Хитаров П. И. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водного пара от 500 до 3000 кг/см².— Геохимия, 1969, № 1, с. 8—13.
- Черский И. Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкал за 1880 год.— Изв. Вост.-Сиб. отд-ния Император-

ского Русского географического общества. Иркутск, 1881, т. 12, № 2-3, с. 9—10.

- Шарапов И. П.** Применение математической статистики в геологии. М.: Недра, 1965. 260 с.
- Шахов Ф. Н.** Текстуры руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 179 с.
- Шевцов А. И.** О возрасте золотого оруденения Любавинско-Хавергинского рудного поля.— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита: изд. ЗабНИИ МГ СССР, 1968, с. 39—40.
- Шер С. Д.** Металлогения золота. М.: Недра, 1972. 295 с.
- Шипулин Ф. К.** О кинетике процессов кристаллизации магмы и рудоносности интрузий.— Геол. рудных месторожд., 1971, № 1, с. 3—16.
- Широких И. Н., Борисенко А. С., Скорыходов В. Н.** Стадийность и физикохимические параметры образования метасоматитов Алханайского золоторудного узла.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 139—147.
- Шоу Д. М.** Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 200 с.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.** Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск, 1971, с. 3—33.
- Шубин Г. В.** Соотношение золотого оруденения и малых интрузий на примере Илинского месторождения.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1961а, № 9, с. 65—70.
- Шубин Г. В.** Структура Илинского золоторудного месторождения.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1961б, № 11, с. 68—72.
- Шубин Г. В.** О природе тектонических брекчий Илинского золоторудного месторождения.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1962, с. 119—122.
- Шубин Г. В.** Процессы гидротермальных изменений и рудоотложения на Дыбысинском месторождении золота.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1963, с. 77—93.
- Шубин Г. В.** Кремнево-щелочной метасоматоз при становлении малых интрузий диоритов в районе Илинского месторождения.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1964, т. 127, вып. 1, с. 122—125.
- Шубин Г. В.** Типы золоторудной минерализации Даурской зоны Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1970, с. 98—102.
- Шубин Г. В.** Металлогения субспиротных зон повышенной трещиноватости восточной части Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1971, с. 169—170.
- Шубин Г. В.** Влияние домезозойского фундамента на строение и рудоносность верхнего структурного этажа в пределах Даурской зоны Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 9. Чита: изд. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1972, с. 29—31.
- Шубин Г. В.** Закономерности распределения и генетические черты золотоносности восточной части Даурской зоны Центрального Забайкалья.— В кн.: Геология. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1973, с. 87—88.
- Шубин Г. В.** Золоторудная минерализация Даурской зоны Центрального Забайкалья.— В кн.: Минералогия золота. Ч. 1. Владивосток, 1974, с. 98—99.
- Шубин Г. В., Волков В. М.** Дайковый комплекс пород Любавинской рудной зоны.— В кн.: Геология. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1973а, с. 99—100.
- Шубин Г. В., Волков В. М.** К вопросу формирования первичных ореолов рассеяния некоторых кварцево-золоторудных жил Любавинского месторождения.— В кн.: Геология. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1973б, с. 119—120.
- Шубин Г. В., Волков В. М.** Петрология Любавинских гранитоидных штоков.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1976, т. 236, с. 163—178.
- Шубин Г. В., Мацюшевский А. В.** Генетические особенности Любавинского золоторудного месторождения.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968, с. 90—100.

- Шубин Г. В., Огородников В. Д. Основные магма-рудоконтролирующие структуры восточной части Даурской зоны Центрального Забайкалья. — Геотектоника, 1974, № 4, с. 80—84.
- Шубин Г. В., Чубаров С. А. Основные структурные элементы Любавинского золоторудного месторождения Центрального Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1970, с. 332—339.
- Шубин Г. В., Чубаров С. А., Мацюшевский А. В., Волкова А. И. Структура рудного поля и генезис руд Любавинского месторождения. — В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 48—64.
- Шубин Г. Н., Чубаров С. А., Пшеничкин А. Я. Минералогия и генезис Николаевского месторождения. — В кн.: Геология. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1973, с. 101—102.
- Шубин Г. В., Шевцов А. И. Эффузивные и пирокластические образования горы Грищевской Илинского рудного поля. — В кн.: Вопросы геологии Забайкалья. Чита: изд. ЗабНИИ, 1962, с. 54—61.
- Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 67—74.
- Щеглов А. Д. Эндогенные месторождения областей автономной активизации. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 259—270.
- Эмонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. М.—Л.: изд. НКТП СССР, 1935. 479 с.
- Coleman L. C. Mineralogy of the Giant Yellowknife gold mine, Yellowknife, N. W. T.—Econ. Geol., 1957, v. 52, p. 400—425.
- Fischer R. V. Definition of volcanic breccia.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, v. 69, N 8, p. 1071—1073.
- Hemley J. J. Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.—Amer. J. Sci., 1959, v. 257, N 4, p. 241—270.
- Kullerud G., Yoder H. S. Pyrite stability relations in the Fe—S System.—Econ. Geol., 1959, v. 54, p. 533—572.
- Krauskopf K. The possible role of volatile metal compounds in ore genesis.—Econ. Geol., 1964, v. 59, N 1, p. 22—45.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, v. 74. 153 p.

Оглавление

Введение	3
Глава 1	
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РЕГИОНА	5
Глава 2	
ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ	
ВЕРХНЕ-ОНОНСКОГО РАЙОНА	10
Любавинский тип минерализации	11
Хавергинский тип минерализации	97
Вопросы рудогенеза месторождений Верхне-Ононского района	104
Глава 3	
ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТУРА-ИЛИНСКОГО РАЙОНА	114
Илинский тип минерализации	115
Дыбксийский участок Илинского рудного поля	142
Глава 4	
ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ	
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ	153
Систематика золоторудной минерализации	—
Магматизм и связь с ним золотого оруденения	161
Закономерности размещения типов золоторудной минерализации в условиях развития макроступенчатой структуры	169
Зональность типов золоторудной минерализации	178
Общие закономерности размещения оруденения в различных регионах	183
Глава 5	
ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ДАЛЬНЕЙШИЕ	
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	188
Заключение	197
Литература	200

Генрих Владимирович Шубин
ТИПЫ
ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
ДАУРСКОЙ ЗОНЫ
(закономерности их размещения)

**Утверждено к печати Научным советом по проблемам
рудообразования и металлогении Сибири**

Редактор издательства **И. С. Цитович**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **А. И. Смирнов**
Технический редактор **А. В. Сурганова**
Корректоры **Л. Л. Михайлова, Г. И. Шведкина**

ИБ № 23501

Сдано в набор 01.09.83. Подписано к печати 11.06.84. МН-01536. Формат 60×90.¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 13.
Усл. кр.-отг. 13,3. Уч.-изд. л. 16,2. Тираж 1000 экз. Заказ 772. Цена 2 р. 80 к.

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

2р. 00.6

4528



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА
ОБЩЕСТВЕННЫЕ НАУКИ