

ГЕОЛОГИЯ
ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СИБИРИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР. СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ТОМСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. С. М. КИРОВА

**ГЕОЛОГИЯ
ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СИБИРИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1970

В большей части работ, помещенных в сборнике, рассматриваются вопросы генезиса золотого оруденения. Освещаются вопросы связи золотого оруденения с магматическими процессами и магмами различного состава и возраста. Ряд работ посвящен структурам рудных полей различных районов, генезису и минералогии руд, характеру вторичного золотого обогащения, миграции золота в экзогенной обстановке и специфике геологических исследований в полях золоторудных месторождений.

Под редакцией чл.-корр. АН СССР *Ф. Н. Шахова*
и канд. геол.-мин. наук *С. С. Ильенка*

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИЯМИ

С. С. ИЛЬЕНОК

Наиболее сложным вопросом практической геологии является установление генетических связей эндогенных месторождений с процессами магматизма и выявление особенностей этих связей. Это объясняется прежде всего недостаточной изученностью происхождения магматических образований и их проявления в виде ассоциаций пород, закономерно распределенных в пространстве. Этот пробел в значительной степени восполняется, особенно в последнее время. Первая, наиболее полная сводка магматических формаций и их классификация даны Ю. Н. Кузнецовым [24]. Он впервые логически обосновал выделение формационных типов, особенности их проявления в связи с движениями земной коры, химические составы набора пород, составляющих формацию. Все это может быть положено в основу металлогенических представлений. Некоторый пробел в установлении особенностей, общих для эндогенного рудообразования и магматизма, восполняется работой Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко [11], в которой приведено разделение рудопоявлений в связи с фациальными особенностями и формациями магматических пород.

Наиболее трудным является установление связей процессов формирования магматических комплексов и сопутствующих им рудопоявлений. Для гранитоидных масс Ф. Н. Шаховым [39] предложена теория пульсационной кристаллизации, которая объясняет грубую зональность этих тел, особенности многократного проявления даек и вторичных изменений в гранитоидах. По-видимому, этой теорией в известной степени можно объяснить и пульсационный характер проявления гидротермальных растворов, изменение их состава и генезис некоторых месторождений. Так, в Сорском гранитоидном массиве рудные локализации молибдена отчетливо связаны с наложенными процессами калишпатизации, при которых происходит мобилизация рассеянного молибдена из породообразующих минералов более ранних пород и дальнейшее его отложение из гидротермальных растворов. Это подтверждается многочисленными спектральными анализами образцов их мономинеральных фракций.

Концепция, согласно которой оруденение связано с глубинными растворами, выносящими основную массу рудных компонентов, противоречат многочисленным фактам, свидетельствующим о местной связи рудных концентраций с магматическими и постмагматическими процессами и характером среды, через которую эти растворы просачиваются. Действительно, как подчеркивает С. И. Набоко [28], первичные магматические эксгальции, по существу, не являются металлоносными и становятся таковыми при циркуляции через твердые горные породы.

В настоящей работе автор обращает внимание на проявление магматического замещения в ряде на- торым приурочена эндогенная минерализация, на связь оруденения с эти- ми и сопутствующими им процессами. Приводятся признаки связи контактового железного и золотого оруденения, обусловленные близостью форм переноса рудных компонентов. Вместе с тем, устанавливается более близкая реальная связь золотого рудопроявления с диоритами.

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ И ЕГО ТИПЫ

Понятие магматического замещения выдвинул Д. С. Коржинский [21] в связи с объяснением происхождения гранитов. К этому процессу он относит замещение породы магмой путем ее растворения или расплавления. При этом допускается промежуточная коллоидная стадия. Вместе с тем зоны проникновения гранитизирующих растворов являются ареной процессов рождения рудообразующих растворов. Особенности петрографии магматических комплексов нередко свидетельствуют о магматическом замещении, особенно в крутоставленных или вертикальных плутонах, и о прямой связи с ним рудопроявлений. Более всего это касается контактовых железорудных месторождений, обычно приуроченных к массивам пестрого состава, обусловленного не только многофазностью, но и проявлением указанного процесса. Автором были выделены типы замещения — автомагматическое и алломагматическое и отмечено широкое развитие процесса первого типа, обычно не диагностируемого исследователями [15].

Магматическое замещение представляет собою длительный и сложный процесс. Проявляется оно в участках пород, пропитанных высокотемпературными расплавами — растворами, в составе которых наиболее важное значение имеют кремнезем, щелочные металлы, вода и другие летучие. Взаимодействие растворов с минеральным субстратом породы приводит в подвижное состояние содержащиеся в них Mg, Fe, Ca, отчасти Al. В результате последних миграций раствор обогащается щелочами и кремнеземом. Характер этого процесса зависит от физико-химических особенностей расплава-раствора и особенно окружающих пород.

Происхождение таких жидкостей представляет собою самостоятельную достаточно сложную задачу. Для глубоких зон земной коры, если такими считать глубокометаморфизованные архейские и протерозойские толщи пород на участках щитов и платформ, характерны региональные проявления гранитизации в различных формах. Источниками гранитизирующих растворов там являются либо подлежащие области мантии, либо, как думает Г. Рамберг [41], участки литосферы гранулитовой фации метаморфизма. Что касается верхних структурных этажей, то здесь мы обычно имеем прямые связи подобного рода жидкостей с телами магматического облика, как крупными, так и малыми. Проявляющиеся здесь продукты магматического замещения обычно, согласно геологическим данным, связаны с магматическими процессами. Вместе с тем, процессы магматического замещения возможны и в зонах глубокой проницаемости, вдоль которых могут поступать растворы глубинного происхождения. С такими зонами, вероятно, связана некоторая часть гранитоидных батолитов.

Наша работа касается магматических комплексов, в которых магматическое замещение сопровождается более ранний магматический процесс. Этим объясняется наличие в этих комплексах широко развитых продуктов автомагматического замещения.

Источником подвижных расплавов — растворов, производящих магматическое замещение, для разбираемого случая является магма. Отщепле-

ше таких жидкостей, сильно насыщенных летучими, видимо, представляет собою постоянный закономерный процесс, сопровождающий охлаждение магмы. Так, в слабо связанных с подводящими каналами горизонтальных интрузивных телах основной магмы в верхних частях постоянно идет накопление кремнезема и щелочей, приводящее к образованию кислых гранитоидных пород. При этом во многих случаях это не объяснимо ассимиляцией кислых вмещающих пород. Наоборот, постепенные переходы пород в вертикальном разрезе объясняются, скорее всего, дифференциацией магмы. Многочисленные примеры известны из литературы (траппы Сибирской платформы и других регионов). Естественно, при вертикальной миграции подвижных щелочно-кремнистых дифференциатов наиболее крупные скопления сквозьмагматических растворов следует ожидать в круто поставленных плутонах. Это подтверждается данными изучения интрузивных комплексов верхних фациальных этажей южной части Кузнецкого Алатау. Даже в таких сравнительно изолированных интрузиях габбро, имеющих воронкообразную форму, как массивы гор Патын, Большая Куль-Тайга, в приконтактной зоне мы имеем оторочки щелочных пород, обязанных своим возникновением миграции и накоплению щелочей в области эндоконтакта.

Вертикальный разрез крупных гранитоидных массивов характеризуется расслоенностью. Нижняя часть массивов сложена гранодиоритами, которые кверху через биотитово-роговообманковые и слюдяные граниты переходят к аляскитовым их разновидностям. Такая слоистость обусловлена процессами, которые начинают развиваться еще в магматическую стадию. Так, М. А. Фаворская [35] и В. С. Коптев-Дворников [19] приводят убедительные примеры широкой миграции калия и кремнезема еще до начала кристаллизации магмы.

Интересно то обстоятельство, что ряд крупных гранитоидных массивов батолитового типа подстилается широкими полями основных габброидных пород. Например, Тигир-Тышский батолит в Кузнецком Алатау в орографически нижних частях содержит выступы габбровых пород, выше — основная часть массива сложена гранодиоритами и биотитово-роговообманковыми гранитами, а в наиболее высокогорной части — аляскитовыми гранитами. Вертикальная расслоенность массива выражена довольно четко. Мустагский гранитный плутон в Горной Шории в орографически нижних частях как бы подстила физические данные показывают, как подчеркивает Н. А. Белявский и А. А. Борисов [2], что под отдельными крупными гранитоидными массивами обнаруживаются положительные аномалии, соответствующие основным породам. Правда, можно по-разному трактовать генезис гранитных пород в таких разрезах, но вертикальная дифференциация самих гранитоидов выражена довольно отчетливо.

Магматическое замещение имеет различные формы проявления. Ниже приводится классификация типов магматического замещения (табл. 1).

Автомагматическое замещение проявляется по ранним продуктам кристаллизации магмы. Они обычно занимают верхние и краевые части магматической камеры. Этот тип замещения представляет собой как бы борьбу двух противоположных сил, ведущих, с одной стороны, к охлаждению магмы и ее кристаллизации, с другой — к отщеплению сквозьмагматических растворов по глубине колонны магмы разогревающих и расплавляющих раскристаллизованные породы. Последний процесс зависит от интенсивности и длительности просачивания растворов по одним и тем же избранным путем движения. Автомагматическое замещение наблюдается до некоторой глубины от верхней части магматической массы — там, где кристаллизация первичной магмы уже завершилась к моменту накопле-

Таблица 1

Основные типы магматического замещения	Стадии и форма замещения	
Автомагматическое	Продукты основной магмы	Эссекситовая
		Монцонитовая
		Спеллитовая и кварцево-спеллитовая
		Гранитовая
	Продукты кислой магмы	Гранитовая (по гранодиоритам)
		Аплитовая (по гранитам или гранодиоритам)
Пегматоидная		
Алломагматическое	Вытеснения	
	С ассимиляцией замещаемого материала	по карбонатным породам (появление мелилит-нефелиновых пород, широксенитов, нефелиновых спеллитов, уртитов, габброидных, диоритовых пород и др.)
		по основным эффузивам (плагиограниты, гранодиориты, диориты)
		по глинистым сланцам (кальцевые граниты и спеллиты)
		по песчаникам и алевролитам (гранофиры).
Путем анатексиса (эвтектонидные граниты)		
Путем палингенеза (граниты переменного состава, зависящего от замещаемых пород)		

ния значительных количеств сквозьмагматических растворов. Глубже, где кристаллизация магмы еще не завершилась к этому моменту, сквозьмагматические растворы накапливаются в результате диффузии. Здесь имеет место дифференциация магмы в жидком ее состоянии, в основе которой, вероятно, лежат силы гравитации [21, 24]. Таким образом, с глубиной продукты магматического замещения сменяются продуктами дифференциации самой магмы.

Эссекситовая стадия автомагматического замещения принадлежит к зачаточным и незавершенным формам процесса. На этой стадии накапливаются небольшие количества щелочного расплава-раствора с выпадением в интерстициях калишпата, одного или совместно с кварцем. Нередко они образуют гранофировые срастания. Часто калишпат слагает тонкие каемки вокруг плагиоклаза. Этот тип замещения обычно проявляется в небольших телах — штоках, акмолитах и дайках.

Монцитовая стадия автомагматического замещения проявлена довольно широко не только в мелких, но и сравнительно крупных телах. Эта стадия процесса заключается в том, что верхние только что раскристаллизованные, но еще горячие части колонны подвергаются интенсивным атакам со стороны сквозьмагматических растворов, идущих из более глубоких еще жидких дифференцирующихся частей указанной колонны. Основными путями движения этих растворов служат интерстициальные промежутки между кристаллами породы. В указанную стадию наблюдается накопление значительного количества подвижной жидкости. В процессе взаимодействия последней с кристаллами породы и выпадения новых кристаллических фаз интерстициальные промежутки разрастаются, ранние минералы частично замещаются. Для этой стадии обычна резорбция плагиоклаза со стороны формирующегося ортоклаза. В результате широкого взаимодействия подвижной жидкости с кристаллами породы состав последней приспособляется

радор — ортоклаз

новного плагиоклаза, протекающая и в виде диффузии и путем распада раствора с выделением сосюритового

обычно переходит в диоксид, сопровождаемый сфеном. Титаномagnetит разлагается. Magnetит обычно целиком лейкоксенизируется или растворяется. Порода в целом теряет значительное количество железа, магния, кальция и обогащается кремнеземом и щелочами.

В ряде случаев, например на участке Бельского массива, в районе р. Черный Июс (Кузнецкий Алатау), имеются постепенные переходы от монцитита

там. При этом в кварцевых спенитах плагиоклазы разрознены в калишпатово-кварцевой массе. Они имеют характер ксенокристаллов. Брусковидные зерна плагиоклазов обычно забиты густым почти сплошным агрегатом сосюрита. Среди последнего собирательно кристаллизуются крупные зерна эпидота. Можно думать, что этот процесс протекает метасоматическим путем, но этому противоречит появление флюидальности, изменение ориентировки реликтовых кристаллов плагиоклаза с нарушением первичной структуры. В тех участках, где нет следов таких общих движений массы, состоящей из жидкости и кристаллов, может сохраниться первичная структура замещаемой породы.

При движении снизу вверх — в области меняющихся давлений и температур —

и летучих ввиду уменьшения их растворимости. Выходящие такта интрузивных тел растворы выносят из области магматического замещения огромное количество железа, магния, кальция, отчасти алюминия, а также компонентов-примесей. Все они принимают участие в разнообраз-

ных процессах, от скарновых до гидротермальных. При этом крупные массы железа локализуются в скарновых рудопроявлениях. Данные наших петрографических исследований свидетельствуют о том, что типы рудопроявлений приурочены именно к таким участкам магматического замещения.

В крупных массивах гранитоидных пород, кроме магматической дифференциации, имеют место наложенные процессы метасоматоза, перерастающего в замещение расплавом. Формирование массива обычно начинается в соответствии с теорией Ф. Н. Шахова [39] с кристаллизации магмы в верхней части камеры. Образуется своего рода кора, аналогичная корке льда, появляющейся при охлаждении воды. Затем в подкоровой части начинается накопление сквозьмагматических растворов и в последующем некоторая коррозия и разрастание магматического очага вверх. В результате ослабления потока растворов начинается кристаллизация и образование второй коры гранитоидов и т. д. Обычно при этом имеет место следующая закономерность: вновь образовавшиеся породы являются более щелочными по сравнению с ранее образованными, что объясняется большей скоростью накопления калия по сравнению с кремнеземом. Поэтому гранодиориты обычно замещаются гранитами, последние аляскиотовыми гранитами и аплитами. Встречаются также пегматоидные грубозернистые породы, обычно приуроченные к апикальным частям массивов.

Алломагматическое замещение проявляется по вмещающим породам. Его особенности в значительной степени зависят не только от свойств магматических растворов и окружающих пород, но и от внешних параметров (давление и температура).

Алломагматическое замещение обычно начинается при разрастании магматического очага. Нередко оно сочетается с автомагматическим замещением, как это нами установлено на участке Кондомской группы железорудных месторождений.

Одной из форм этого процесса является замещение без ассимиляции, т. е. вытеснение материала первичного субстрата. При этом развивающиеся за счет кристаллизации расплава породы имеют однородный состав независимо от состава замещаемой породы. Например, на Тапшагольском участке железорудного месторождения сиениты одинакового состава появляются как в поле известняков, так и основных эффузивов, сланцев и других пород.

Другой тип алломагматического замещения сопровождается ассимиляцией замещаемого материала. При неполной ассимиляции развиваются гибридные породы, особенности

шпенной ассимиляции состав магмы имеет

В результате при ассимиляции карбонатных пород возникают фельдшпатоидные породы (горы Патын, Куль-Тайга, Кара-Таг, Сокол в Горной Шории), при замещении основных эффузивов — плагиограниты, диориты, гранодиориты, в случае замещения и ассимиляции глинистых сланцев — калиевые граниты и сиепиты и т. д.

Наконец, магматическое замещение в результате анатексиса и палингенеза хорошо известно на примере зон ультраметаморфизма. Процессы анатексиса с развитием этектоидных гранитов (гранофиров) проявляются часто в различных размерах в экзоконтактных зонах более крупных масс перегретой базальтовой магмы. Наиболее легко эти процессы развиваются в таких породах, как алевриты и алевропелиты.

ПРИМЕРЫ ГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ С УСЛОВИЯМИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Бельский интрузивный комплекс является очень характерным примером связи рудопроявления с особенностями магматического замещения и сопровождающих его процессов.

Магматический комплекс выступает на участке бассейна р. Изекиюл, правого притока Черного Юуса. Выступы интрузии занимают наиболее высокие орографические участки — Бельский и Никольский гольцы, а также образуют небольшие выходы к северу от них (рис. 1). Кроме того, изолированное пятно выходов интрузии имеется на водоразделе рек Изекиюл и Белый Юус (голец Куулгул). Интрузивные образования располагаются среди толщи зеленокаменных эффузивов и сопровождающих их туфов, граувакковых песчаников, конгломератов и маломощных линз известняков. В нижней части толща сложена эффузивами и расположенными среди них силлами основного и среднего состава. Верхняя часть толщи содержит кварцевые порфиры и кератофиры.

На участке мульдообразного понижения кровли между Бельским и Никольским гольцами располагаются выходы граувакковых песчаников, занимающих значительную территорию. Указанная эффузивно-осадочная толща широко развита на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Возраст ее протерозойский, ибо на ней залегают известняки с фауной *Newlandia* conc. Wolcott. Возраст толщи можно определить по разрезу, расположенному по левому борту р. Б. Собаки в районе главстана рудника Коммунар.

Состав интрузивного комплекса более подробно описан нами ранее [14]. Главную массу поля Бельского гольца занимают кварцевые роговообманковые монцониты, достигающие местами состава гранитов. На участке Никольского гольца широко развиты пироксеново-роговообманковые монцониты. Эндоконтактовые зоны интрузивного массива сложены габбро, габбро-диоритами и более меланократовыми монцонитами. Встречаются обширные поля монцонитов с обильными ксенолитами разложившейся и дезинтегрированной габбро-диабазовой породы. Среди кварцевых роговообманковых монцонитов распространены пятна серовато-белых кварцевых гельсинкитов. Размеры пятен от 10—25 до 60—85 м в поперечнике. Образование этих пород связывается с постмагматическим результатом которого являются альбитизация плагиоклаза, накопление значительных количеств слабозелезистого эпидота за счет анортитовой молекулы плагиоклаза (до 11% от объема обманки с образованием хлорита, кальцита и сфена. Здесь же среди пород гельсинкитовой пирит и шеелит. Их генезис объясняется действием остаточных гидротермальных растворов в поле проявления автометаморфизма.

Дайковые породы в поле интрузии не проявляются. Среди кварцевых монцонитов вблизи контакта массива встречены только мелкие жилки аплитов. В поле пород, вмещающих интрузию, наблюдаются редкие дайки кварцевых монцонит- и сиенит-порфиров, а также гранит-порфиров.

Эндоконтактовый ореол характеризуется довольно широкой зоной контактовых роговиков, развитых за счет вмещающих зеленокаменных эффузивов и их туфов. На участке кровли интрузии, в месте мульдообразного ее понижения между Бельским и Никольским гольцами, встречены метасоматические образования в виде плотных полосчатых адинолей.

В контактовой зоне среди роговиков развиты скарны, образующие полосы и отдельные гнезда. Кроме граната и пироксена, в них содержатся скопления магнетита. На участке небольшого северного выхода интрузии,

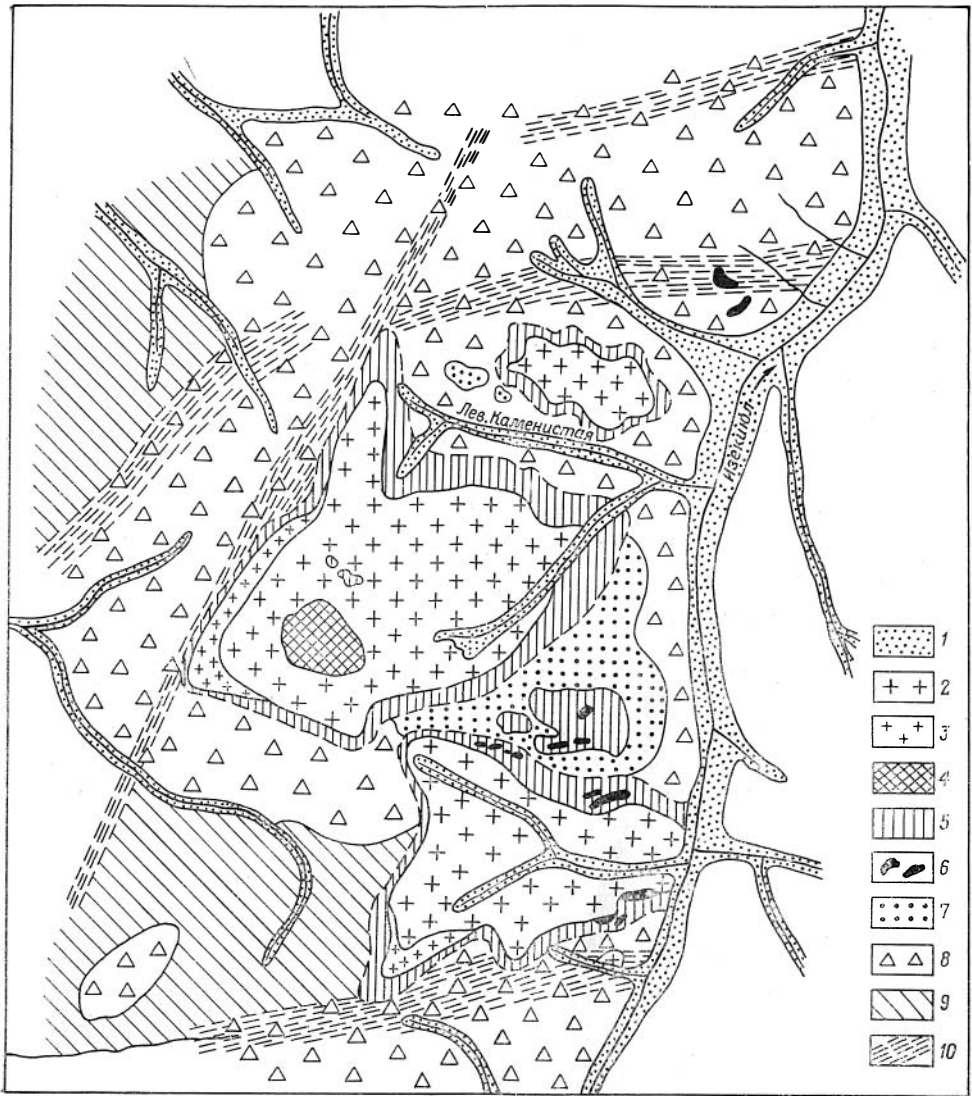


Рис. 1. Схема геологического строения участка Бельского магматического комплекса.

1 — аллювий; 2 — кварцевые и гранофировые монзониты, кварцевые слениты и граниты; 3 — габбро, габбро-диориты и меланократовые монзониты; 4 — участки развития гельсинкитов и березитов, 5 — роговики; 6 — скарны и метасоматические магнетиты; 7 — граувакковая свита; 8 — основные и средние эффузивы, их туфы, песчаники и известняки; 9 — кератофиры; 10 — трещинные зоны с кварцевыми рудными жилами.

кроме магнетита, появляется гематит. Здесь же породы пересекаются мелкими жилками сидерита, а также «кошачьего глаза», состоящего из прорастаний кварца серпентином. Кроме того, в различных участках полей скарнов развит актинолит, ассоциирующий с гранатом, магнетитом и гематитом. Постоянно присутствует эпидот, обнаруживающийся в отдельных участках сплошные метасоматические скопления в виде эпидозитов. С наложенными на скарны гидротермальными образованиями связаны скопления сульфидов, главным образом в виде пирита, и развитие по пироксену серпентина. В скарнах и кварцевых жилах встречается шеелит.

Характерная особенность роговиков — соответствие их минеральной фации типу интрузивной породы. Так, участки контактово-метаморфических пород, граничащие с габбро-диоритами, содержат пироксеновые диабазовые роговики, а к участкам роговообманковых монцонитов приурочены роговообманковые роговики. При этом последние несут следы преобразования за счет пироксеновых роговиков. Имеются реликты пироксена, замещаемого роговой обманкой, отмечается раскисление состава среднеосновного плагноклаза. Указанное соответствие объясняется общностью основных физико-химических параметров растворов, находящихся в равновесии с кристаллизирующейся магматической породой и обусловивших роговиковое преобразование вмещающих пород.

Основная особенность пород интрузивного поля — широкое проявление автомагматического замещения, о чем свидетельствует монцонитовый характер пород с наличием двух различных кристаллических агрегатов — более ранних минералов габбро и более позднего агрегата минералов (калишпат, кварц, амфибол), образованного за счет привноса и отложения вещества сквозьмагматическими растворами. Между габбро-диоритами, пироксеново-роговообманковыми монцонитами, кварцевыми сиенитами и гранитами существуют постепенные переходы, обусловленные различием интенсивности процесса магматического замещения.

Для монцонитов характерны следующие признаки: а) образование диоксида, который сопровождается сыпью магнетита и зернышками титаниста — за счет титан-авгита, б) реликты лабрадора, в) разложение лабрадора в густой соссюритовый агрегат при воздействии на него растворов, отлагающих калишпат и кварц, дальнейшая альбитизация минерала, г) реликты титаномагнетита,

распада твердого раствора, д) широкое развитие в интерстициях зерен гранофира, обрастающего плагноклаз, местами с развитием мирмекита, е) развитие зеленой роговой обманки позже плагноклаза, калишпата и кварца, ассоциация с ней апатита, нарастающего на нее по удлинению зерен, ж) реликты офитовой структуры замещенного габбро.

Унаследованные структуры, реликтовые минералы сохраняются в породах, достигающих спенитового и гранитового состава.

Таким образом, довольно отчетливо рисуется следующая картина петрогенезиса Бельского интрузивного комплекса. Первый этап характеризуется появлением интрузии габбро. Происходит раскристаллизация магмы в верхней апикальной части тела. На это указывает не только расположение тел в форме отдельных сближенных выходов, но и наличие внутри тел мелких сланцев вмещающих пород. На первом этапе образуются пироксеновые диабазовые роговики за счет вмещающих эффузивов.

Второй этап развития характеризуется массовым отщеплением сквозьмагматических растворов, поступающих главным образом через интерстиции между кристаллами еще горячей породы. Происходит интенсивное взаимодействие между пропитывающими породу растворами и минералами габбро, отложение калишпата, кварца, а затем роговой обманки, апатита и других второстепенных минералов. Интерстициальные промежутки разрастаются за счет увеличения количества жидкой фазы. Этому способствует общий разогрев пород не только за счет тепла, приносимого сквозьмагматическими растворами, но и за счет экзотермических реакций при преобразовании высокотемпературных минералов габбро. Эволюция сквозьмагматических растворов сопровождается увеличением в них содержания

широкое развитие тесно ассоциирующих зеленой роговой обманки и апатита, появление борных минералов наблюдается вместе с эпидотом в кварцевых жилах и метасоматических

образованиях на участках экзоконтактов магматических тел. Образующийся вторичный расплав разобцает зерна сильно измененных первичных минералов — плагиоклаза и пироксена. Они как бы плавают в массе, созданной за счет кристаллизации вторичного расплава. В зоне экзоконтакта происходит преобразование диабазовых роговиков в роговообманково-плагиоклазовые разновидности. В апикальных частях интрузивного тела проявляется частичное магматическое замещение роговиков с образованием ксенолитовых и шлировых грауфировых монцонитов.

Третий этап петрогенезиса связан с постмагматическими процессами. Непосредственным результатом магматического замещения основных пород является высвобождение и переход в подвижные растворы значительного количества магния,

вторичной магмы они переходят в постмагматические растворы. Будучи сброшенными в область контакта, они дают на ранних этапах скарны с высоким содержанием магнетита. Интересен тот факт, что магний поступает в область экзоконтакта и позже, в гидротермальный этап. Вынос магния сопровождается формированием серпентиновых и кварцево-серпентиновых жил. Подвижность указанных компонентов ранних постмагматических растворов различна. Кальций в период формирования продуктов магматического замещения был сравнительно слабо подвижен. Этим объясняется сохранение сильно сосюритизированного плагиоклаза в кварцевых монцонитах. С постмагматическим этапом связано формирование кварцевых гельсинкитов за счет кварцевых монцонитов. При этом клаз очищается от анортитовой молекулы, превращаясь в альбит, а анортит входит в состав эпидота. Последний то образует скелетные кристаллы в альбите, то занимает промежутки между другими кристаллами породы. С этой стадией подвижности кальция связано массовое появление эпидота в области экзоконтакта в полях развития скарнов. Там часто широко развиты эпидозиты.

Одна из стадий постмагматического изменения — березитизация. Правда, она проявляется в виде мелких участков. Хотя признаки оруденения в виде пирита и шеелита в березитах встречены, по-видимому, благоприятными для локализации оруденения должны быть трещинные зоны с усиленной циркуляцией растворов.

Весьма характерна постмагматическая слабая пелитизация в виде красноцветного изменения пород. Этот процесс регионально захватывает всю массу интрузивных пород. Возраст пелитизации хорошо доказывается тем, что гидротермальные прожилки кальцита, пересекающие интрузивные породы, сопровождаются их осветлением и исчезновением пелитовой пропыленности полевых шпатов.

Наконец, весьма интересна тесная приуроченность к интрузивным массивам рудных зон. Они образуют сетку из зон трещиноватости северо-восточного и широтного простираний, вдоль которых тянутся цепочки кварцевых золотоносных жил с сульфидами и шеелитом. Наиболее богаты зоны сопряжения жил по северной окраине Бельского массива. Здесь имеются мелкие трубчатые тела и дайки сильно измененных монцонитов в виде альбитовых дюритов, овоидных альбититов и сопровождающих их горблендитов. В месте пересечения кварцевыми жилами этих тел имеет место либо пережим, либо кулисообразная смена одних жил другими. Тесная приуроченность богатых рудных жил к этим трубчатым телам закономерна. Подобная ассоциация овоидных альбититов в золоторудном поле отмечалась для рудника Малый Коран на Южном Урале [7] и в Маминском месторождении золота на Среднем Урале [25].

В пределах указанных рудных зон значительной протяженности минерализация имеет пульсационный характер. Отчетливо выделяются

9 стадий минерализации, включающих четыре генерации золота. Каждая из стадий характеризуется развитием трещин, брекчированием и новым отложением минералов. Четко выражена горизонтальная зональность, а именно в южном направлении к выходам диоритов шеелитовое оруденение становится более богатым, а роль сульфидов резко уменьшается. В западном направлении в сторону Рождественского гольца золото-медновисмутовая минерализация сменяется существенно золото-медной, а далее появляются кварцево-баритовые жилы, содержащие блеклую руду.

Таким образом, к Бельскому магматическому комплексу приурочена широко развитая гидротермальная рудная минерализация. Связь с ней мелких тел дериватов интрузии, закономерности распределения минерализации, особенно горизонт взаимоотношения магматического комплекса и рудной минерализации.

В свете изложенного

Д. С. Коржинского об образовании рудных районов в зонах длительного воздействия мощных потоков восходящих сквозьмагматических растворов [21, 68]. Действительно, на рассмотренном участке интрузивные тела, по сути дела, представляли собою своеобразные окна или трубы, по которым вслед за кристаллизацией габбро длительное время подымались мощные инфильтрационные потоки растворов. Результатом их воздействия явилось широкое автомагматическое замещение, зараженность постмагматических растворов материалом замещаемых пород и своеобразие развитых в районе рудопроявлений.

Кондомский габбро-сиенитовый железозносный комплекс. Установлена большая роль алломагматического замещения при его формировании. Вместе с тем известна тесная образования. Большинство исследователей считают, что существует парагенетическая (общий глубинный очаг) связь магнетитового рудообразования с сиенитами, ибо они пространственно тесно приурочены друг к другу. Автором этой статьи, Г. М. Ивановой и А. А. Митякиным в результате тальных петрографических работ, проведенных в последние годы, получены новые сведения о происхождении комплекса, которые положены в основу выводов, следующих ниже. При этом приводятся данные о более близкой непосредственной генетической связи рудообразования с условиями формирования магматического комплекса.

Первым отметил магматическое замещение на участке Таштагольского рудного поля Г. Л. Поспелов [32]. Он приводит детальные зарисовки замещения известняков, перемежающихся с мергелями, туфами и песчаниками, в северной части Таштагольского участка, а также замещения туфосланцевых пород кератофирами на участке Салаирского полиметаллического месторождения. В результате замещения осадочных пород на Таштагольском участке, как отмечает Г. Л. Поспелов, появляются «эффузивовидные» роговообманковые порфириты, а сам процесс выделяется им под названием «порфиритизации». Этот процесс автором рассматривается в более широком аспекте, включая метасоматоз.

В. А. Вахрушев [9, 10], позже изучивший те же выходы пород, пришел к выводу о том, что породы, отнесенные им к диоритовым порфиритам, образованы за счет простого магматического замещения, главным образом карбонатных толщ. Он указывает на отсутствие признаков ассимиляции замещаемых пород. Г. Л. Поспелов отметил также рассеянную сиенитизацию на Таштагольском участке, хотя она не была изучена в петрологическом отношении. Вместе с тем он справедливо считает, что признаки магматического замещения указывают на высокую активность вулканического процесса, способствующую формированию метасоматических месторождений. Рудные магнетитовые месторождения им связываются парагенети-

чески с комплексом субэффузивных порфиритизированных пород сиенитов и предшествующих им эффузивов.

Кондомская группа железорудных месторождений располагается на участке узкой грабен-синклинали в системе р. Кондомы (Горная Шория). Контактново-метасоматические месторождения и рудопоявления — Кочуринское, Таштагольское, Шалымское и Шерегешевское — приурочены к выходам мелких тел интрузивных пород акмолитообразной, штоковой и линзовидной формы.

В составе интрузивных образований имеются три группы пород. К первой группе принадлежат пироксеновые, пироксеново-роговообманковые габбро-порфириты и габбро, а также диоритовые порфириты. Ко второй группе относятся различные известково-щелочные сиениты. Большинство исследователей района относят их к различным не связанным между собой образованиям. Г. Л. Поспелов, В. А. Вахрушев на основании общих геологических данных считают тесную ассоциацию обеих групп пород закономерной, что позволяет объединять их в один комплекс. Нашими исследованиями, в которых общая часть петрографических определений выполнена Г. М. Ивановой, установлены общие особенности в составе и геохимии пород первой и второй групп. Это позволило с большей определенностью объединить интрузивные образования основного и щелочного типа в единый габбро-сиенитовый комплекс. Такими общими для обеих групп пород особенностями, кроме расположения в одной структурно-тектонической зоне, являются:

1. Некоторые фациальные признаки.

2. Значительное преобладание калия над натрием в основных и щелочных первичных породах, не претерпевших позднюю альбитизацию.

3. Наличие переходных типов между габбро и сиенитами в виде монцитов и шонкинитов. Встречаются самостоятельные тела указанного промежуточного состава.

4. Одинаковое содержание Ni и Co; преобладание во всех породах комплекса элементов группы железа (Mn, Fe, V, Ni, Co), а также Cu, Pb, Zn и отсутствие большей группы элементов, типичных для кислых магм (Sn, Li, W, Mo, Th и др.). Сюда же следует отнести высокое отношение Fe : Mg в сиенитах, отмеченное еще Ю. А. Кузнецовым [23], который предложил использовать его как признак связи с базальтовой магмой.

5. Однотипность проявления магматического замещения как для габброидных, так и для сиенитоидных пород, что, видимо, определяется внешними геологическими условиями.

Наконец, к третьей группе пород относятся дайковые образования: микросиениты, микросиенит-порфиры и более поздние диабазы и диориты.

На участке встречены нами и описаны эффузивные ортофиры, близкие по составу интрузивным сиенитам. Ранее Г. Л. Поспелов, В. И. Каминская, а затем В. А. Вахрушев [32, 18, 10] отметили сходство излившихся и щелочных интрузивных пород и объединили их в одну интрузивно-эффузивную формацию, с чем следует согласиться.

Характерно повышение глубинности (или глубины эрозионного среза) от Таштагольского к Шерегешевскому участку. Это проявляется в изменении формы и размеров тел от мелких акмолитообразных и дайкообразных выходов к штокообразным телам, изменении состава пород и продуктов контактового метаморфизма. В целом ороговикование проявляется слабо, особенно на Таштагольском участке, что связано с быстрым охлаждением магмы.

Наибольший интерес представляет сиенитовая группа пород, к которой тесно приурочены скарны и богатое магнетитовое оруденение.

Сиенитовая группа пород сложена двумя основными типами: 1) из-

вестково-щелочными бескварцевыми, 2) кварцсодержащими (менее 10%) и кварцевыми щелочными сиенитами. Общей для обоих типов пород особенностью является приуроченность щелочных их разновидностей к апкальным и краевым частям тел, хотя относительные количества пород обоих типов в разных участках неодинаковы. Так, на Кочуринском участке главную массу составляют известково-щелочные лейкократовые сиениты, а щелочные разновидности пород проявляются только в краевой части массива, слагая зоны роговообманковых и лейкократовых сиенитов. Среди пород первого типа наблюдаются поля монцонитов и роговообманковых сиенитов. На Шалымском участке также есть два крупных выхода известково-щелочных кварцевых и кварцсодержащих сиенитов, которые за счет погружения кровли оказались разделенными узкой зоной вмещающих пород. К приконтактовым участкам выходов интрузии прилегают зоны щелочных сиенитов, содержащих кварц. На участке Шерегеша выступают существенно щелочные кварцевые, в центре поля — роговообманковые сиениты. В Таштагольском поле также наибольшее значение в составе сиенитов имеют щелочные разновидности пород, хотя в отличие от сиенитов Шерегеша содержание в них кварца обычно не превышает 10%.

Для всех выходов сиенитовых пород характерно наличие закаленных контактов в виде мелкозернистых и порфировых пород.

Пространственное распределение кварца вполне закономерно. Так, к северной части зоны в направлении к Шерегешевскому участку закономерно увеличивается содержание в породах кварца, а на самом участке уже широко развиты кварцевые сиениты и встречаются даже граносиениты. Содержание кварца в породах закономерно меняется (уменьшается) и с глубиной, часто кварцсодержащие породы подстилаются бескварцевыми их разновидностями. Это хорошо прослеживается в многочисленных разрезах скважин.

Таким образом, по направлению к верхней части магматических колонн одни разновидности сиенитов постепенно сменяются другими, причем в этом же направлении возрастают количества калия и кремнезема. Одновременно увеличивается лейкократовость породы, местами сопровождающаяся разложением наиболее ранних редких темноцветных минералов. В сущности, известково-щелочные сиениты и монцониты выше по разрезу постепенно переходят в щелочные разновидности пород. Последние представляют, следовательно, передовой фронт сиенитовой магмы. В них отразились наиболее интересные признаки, характеризующие условия формирования магматического комплекса. Признаками наиболее приповерхностных условий формирования обладают породы Таштагольского участка, где широко развиты мелкозернистые и порфировые структуры.

Таштагольский участок имеет следующие особенности.

Выступы интрузивных пород приурочены главным образом к границе кондомской и мундыбашской свит кембрия. Породы ранней фазы интрузии в виде габбро-порфиритов, габбро-диабазов, шонкинитов и дюрпотовых порфиритов образуют вытянутые штокообразные и послойные тела. Они пересечены сиенитами, образующими узкие тела акмолитообразной формы с ответвлениями по зонам трещиноватости вмещающих пород (рис. 2). Данные бурения свидетельствуют о наличии слепых тел сиенитов, слиянии апофиз на глубине, а также о том, что отдельные апофизы имеют выдержанные пластинчатые формы.

Главное тело сложено щелочными бескварцевыми лейкократовыми сиенит-порфирами, которые в более тонких апофизах переходят в мелкозернистые и местами кварцсодержащие разновидности. Мелкие изолированные выходы сиенитов имеют тот же состав, что и в указанных апофизах. Здесь же между главным телом сиенитов и его ответвлениями

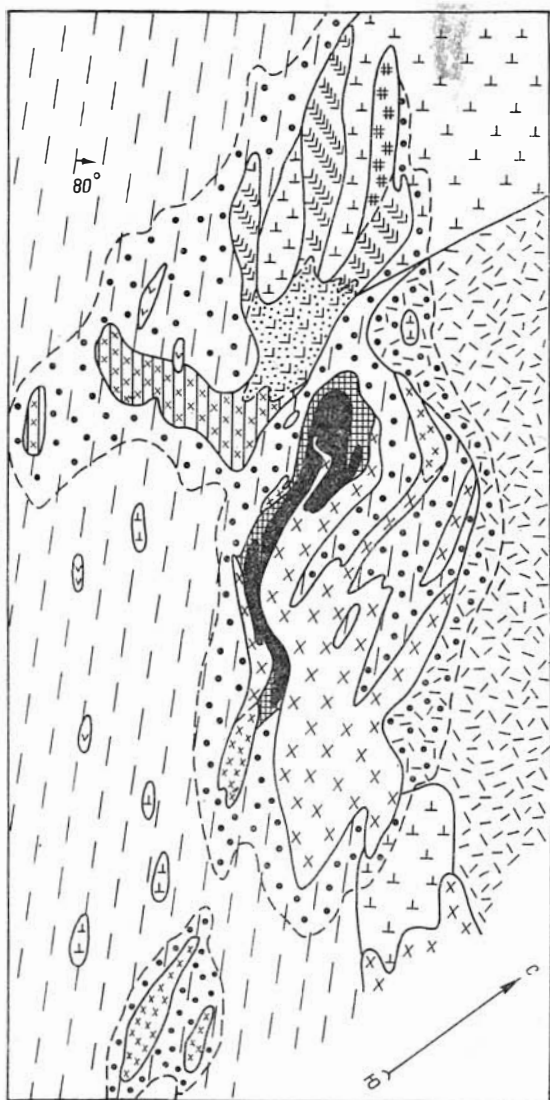


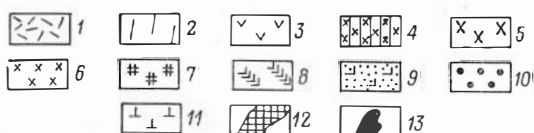
Рис. 2. Схема геологического строения Ташгаольского участка.

1 — туфы, песчаники, конгломераты, брекчи мундыбашской свиты (Ст₂); 2 — метаморфические сланцы и брекчи кондомской свиты (Ст₁); 3 — дайки диабазов, диоритов, сиенит-порфиров; 4 — щелочные кварцсодержащие микросиениты; 5 — щелочные бескварцевые микросиениты; 6 — щелочные кварцсодержащие сиенит-порфиры; 7 — щелочные бескварцевые сиенит-порфиры; 8 — известково-щелочные бескварцевые микросиениты; 9 — известково-щелочные, бескварцевые сиениты и сиенит-порфиры; 10 — те же породы, кварцсодержащие; 11 — проксеновые, проксен-роговообманковые габбро-порфириды, диоритовые порфириды; 12 — скарны; 13 — рудные тела.

располагаются полосы скарнированных пород и магнетитовые тела месторождения.

Другое тело сиенитов, отделенное с поверхности от первого лишь небольшим полем вмещающих пород, выходит на северо-западном продолжении полосы выходов интрузии. Его юго-восточная часть сложена щелочными кварцсодержащими лейкократовыми сиенит-порфирами. К северо-западу они переходят в известково-щелочные разновидности. Последние образуют апофизы в тела габбро-порфиридов, причем в этих участках породы становятся мелкозернистыми, исчезает кварц.

Главные типы пород имеют следующие петрографические особенности. Нормальные известково-щелочные сиениты северной части поля обладают серой, розовой окраской и порфировой структурой. В выделениях наблюдаются микроклин и плагиоклаз. Состав последнего колеблется от олигоклаза № 30 до альбита № 5—10. Структура основной массы бостонитовая, трахитовая или изометричная таблитчатая. Она состоит из калишпата, плагиоклаза, а в отдельных разновидностях содержится до 5% кварца. Акцессории во всех разновидностях сиенитов одни и те же — циркон, сфен, апатит, магнетит. Содержания главных минералов: калишпата 65—85%, плагиоклаза 15—35%. Вторичные — альбит, хлорит, кальцит, серицит. На глубине скважинами встре-



чены роговообманковые разновидности сиенитов. Роговой обманки в них лишь около 3%. Она сильно замещена биотитом, хлоритом.

Щелочные сиениты обладают розовой или красноватой окраской. В центральной части тел они средне- и крупнозернистые, массивные, ближе к краям тел и в апофизах — мелкозернистые, с порфировой структурой. В выделениях содержатся зерна микроклина размером до 3—4 мм. Количественный минералогический состав породы: калишпата 70—85%, альбита 10—15%, кварца 0—5%, серицита 2—5%, кальцита 2%, хлорита 2%, магнетита, апатита, циркона, сфена, рутила 2—3%.

Следует отметить, что все породы несут признаки наложенной альбитизации. Данные статистических измерений Г. М. Ивановой свидетельствуют о закономерном увеличении альбитизации с глубиной, значит в верхних частях магматической колонны альбитизация протекала в условиях охлаждения и спада температур.

Во внешней зоне, окружающей тела сиенитов, по вмещающим породам развиты сиениты в виде пятен. Эта зона ясно иллюстрирует развитие сиенитов путем замещения этих пород и разрастания таким образом магматического очага. При замещении развиваются щелочные аплитовидные сиениты одного состава независимо от состава замещаемой породы.

Нами вместе с Г. М. Ивановой и А. А. Митякиным отмечена сиенитизация габбро-порфиритов, хлорит-серицито-кварцевых сланцев, плагиоклазовых порфиритов, известняков.

В габбро-порфиритах видны пятна и штокообразные с нечеткими постепенными границами обособления мелкозернистого розового агрегата калишпата. Размеры пятен от нескольких до 10—20 см и больше. По краям пятен содержание калишпата составляет 35—40%, в центре — до 80—90%.

Калишпатизация плагиоклазовых порфиритов имеет место на значительном удалении от контакта с сиенитами. Она неравномерна, имеет вид слабо выраженных полос и пятен, обогащенных калишпатом. Содержание калишпата в породе 10—15%. Порфиновые выделения первичной породы в виде плагиоклаза № 28 еще сохранились, но основная масса подверглась значительному замещению альбитом, серицитом, хлоритом, кальцитом. Альбитизации подвергается и калишпат. Ближе к контакту порода больше насыщена калишпатом, появляются пятна и прожилки розового агрегата калишпата и альбита. Если в краевых частях шпир и пятен, обогащенных калишпатом, основная масса породы имеет гранобластовую структуру, то во внутренней части шпир ориентированные брусочки калишпата образуют флюидальную трахитовую структуру. В крупных шпирях появляются более порфиroidные выделения калишпата в виде таблиц. Структура породы приобретает характер текущего раскристаллизованного жидкого расплава и все больше сближается со структурой мелкозернистых щелочных спенит-порфиров. Можно проследить нередко постепенные переходы к породам, слагающим интрузивное тело.

Подобные же изменения могут быть отмечены и для хлорит-серицито-кварцевых сланцев. В наиболее удаленных от поля сиенитов участках в сланцах, состоящих из кварца (50—55%), серицита (25—30%), хлорита (13—15%), кальцита (8—10%), содержится небольшое количество метасоматического калишпата. Ближе к контакту в породе развиты неправильные пятна и жилкообразные выделения розовой окраски с повышенным содержанием калишпата. В обособлениях этого минерала гранобластическая структура приобретает аплитовидный характер, а затем с развитием удлиненных зерен минерала переходит в бостонитовую структуру. В наиболее крупных выпотах бостонитовая структура перерастает в трахито-

вую с хорошо выраженной флюиальностью. В жилообразных выделенных порода не отличима от типичных сиенитов участка.

Сиенитизация поражает в равной степени и известняки. Во внешней области контактового ореола в слоистых метаморфизованных известняках имеются лишь отдельные зерна и мелкие скопления калишпата с неправильными зубчатыми границами кристаллов. Ближе к контакту с полем сиенитов известняк приобретает заметный розовый оттенок за счет появления более крупных пятен метасоматического калишпата. В этих пятнах среди гранобластического агрегата зерен последнего появляются более ограниченные таблитчатые кристаллы, образующие радиальные сростания. Переотложенный кальцит дает крупные зерна, местами наложенные на калишпат. Еще ближе к контакту количество пятен увеличивается, местами, они, видимо разрастаясь, сливаются. Среди них появляются жилообразные скопления с признаками текучести обособляющейся жидкости. В этих участках исчезают остатки замещаемого известняка, хотя встречаются зерна кальцита, отложенного после выделения калишпата. К новообразованным минералам относится и серицит в небольшом количестве. От структуры в виде радиальных и розетковидных сростков имеются переходы к бостонитовой структуре со следами течения. Вблизи непосредственного контакта с сиенитами отмечено слияние пятен сиенита. На общем сиенитовом фоне остаются лишь участки неполностью замещенного карбонатного агрегата. Здесь по калишпату часто развиты чешуйки серицита и альбит. Калишпат мелкозернистый, отличается или бостонитовой структурой (зубчатые зерна калишпата образуют радиальные сростки или расположены беспорядочно), или форма зерен калишпата короткобрусковидная, с субпараллельной ориентировкой, указывающей на следы движения расплава. Структура породы все более сближается с структурой породы, слагающей приконтактные участки сиенитовых тел.

Следовательно, достаточно отчетливо видно замещение породы щелочным сиенитовым расплавом. Процесс этот начинается с пропитывания породы щелочным расплавом-раствором — щелочного метасоматоза. Затем расплав скапливается в виде отдельных пятен-шир. Шлиры постепенно разрастаются до полного замещения породы расплавом.

Характерно, что расплав-раствор, по-видимому, отличается преобладанием калия, алюминия, кремния при малом содержании натрия. Накопление натрия идет позже и сопровождается альбитизацией уже закристаллизованных пород. Вероятно, содержание летучих в расплаве-растворе было высокое, что создавало неустойчивость темноцветных минералов и высокую подвижность железа, магния и кальция. Так, встреченная в глубоких горизонтах таштагольских известково-щелочных сиенитовоговая обманка оказалась разложившейся за счет действия скопляющихся в верхней части магматической колонны указанных расплавов-растворов. Интересен тот факт, что состав щелочных микросиенитов и сиенит-порфиоров, слагающих верхние части интрузивных тел, отличается лейкократовым характером и близок к мономинеральному. Это аплитовидные породы, близкие по особенностям состава к щелочным аплитам-пэзанитам.

Следует отметить, что если масштабы зон магматического замещения в горизонтальном направлении не так велики, то по вертикали они весьма значительны. Так, по данным бурения, на Таштагольском руднике верхняя зона щелочных пород, подстилаемая известково-щелочными сиенитами, имеет мощность 200—800 м, но на отдельных участках она спускается значительно ниже 1,1 км. К этим глубоким карманам, указывающим на наличие здесь более глубокой проработки сквозьмагматическими расплавами-растворами, и приурочены метасоматические железные руды. Нетрудно себе представить, насколько крупными являются запасы

железа, магния, кальция, сбрасываемых в постмагматические растворы при замещении габбро-порфириров, эффузивных плагиоклазовых порфириров и других пород.

На Таштагольском участке типичных скарнов мало. Развита сравнительно крупные тела метасоматических магнетитов значительной вертикальной протяженности. Они тесно приурочены к контактам с щелочными сиенитами. Метасоматические рудные тела развиваются за счет вмещающих пород, особенно охотно за счет известняков. Замещение сиенитов не проявляется. Эта особенность, видимо, связана с резкими перепадами температур в области контакта в связи с приповерхностной обстановкой и близко совмещенными по времени условиями формирования щелочных сиенитов и скрино-магнетитовых пород. В фациях, характеризующих более глубокие уровни (например, Шалымский участок), остывание длилось дольше, поэтому за счет подтока постмагматических растворов с более глубоких уровней процесс скарнирования протекал шире и мог захватывать приконтактовые зоны сиенитов. Кстати, такая близость во времени формирования скарнов и сиенитовидных пород отмечается В. Г. Корелем [20] для участка Тейского железорудного месторождения.

Касаясь общих физико-химических особенностей процесса метасоматоза, перерастающего на передовом фронте продвигающихся расплаво-растворов в магматическое замещение, следует отметить несомненный их высокотемпературный характер. Это проявляется прежде всего в независимости характера замещения от состава исходной породы. При замещении известняков, безусловно, повышалось содержание в газовой фазе CO_2 , что должно привести к повышению температуры кристаллизации расплава [42]. Однако этот фактор не сказывается в данном примере на характере образующихся кристаллических фаз. В присутствии водяного пара при давлении 1000 бар кальцит начинает плавиться при температуре 740° [33]. Такие давления вполне обычны для условий обильного накопления газов и растворов в трещинах и подводящих каналах магмы. Так что подобный процесс при замещении известняков вполне возможен. Во всяком случае, перерождение кальцита при калишпатовом замещении породы проявляется.

Приведенные нами материалы достаточно убедительно свидетельствуют не только о наличии взаимосвязей в формировании сиенитовых пород и магматических руд, но и о вероятной локализации железа за счет его мобилизации из замещаемых средних и основных пород. Выявлены стадии и последовательность магматического замещения, приводящего к образованию определенных петрографических типов пород. Показаны крупные масштабы этого процесса. Наличие прямых связей процессов магматического замещения и рудообразования позволяет иначе подходить к оценке рудопроявлений на участках, особенно на глубину.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ «ПАНТЕЛЛЕРИТОВОЙ ТЕНДЕНЦИИ» ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Петрохимические особенности пород Таштагольского участка показаны в табл. 2 и на рис. 3. Дифференциация магмы проявляется в резком возрастании количества щелочей и уменьшении полевошпатовой извести. В правой верхней части диаграммы наблюдается характерный изгиб кривой в связи с более поздним накоплением кремнезема. Такая особенность кривой, отражающей дифференциацию магмы, характерна для пород о. Пантеллерия, Сев. Абиссинии и других районов [13].

Таблица 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,50	46,86	48,78	51,98	54,82	54,82	52,26	56,34	59,82	61,08	59,81	59,19	62,29	65,57	62,83	60,83
TiO ₂	0,34	0,68	0,67	0,34	0,23	0,23	0,46	0,34	0,34	0,37	0,21	0,17	0,27	0,17	0,09	0,19
Al ₂ O ₃	14,42	14,49	13,20	15,81	18,68	18,68	18,98	16,97	19,81	16,04	17,40	18,10	17,17	17,63	16,50	17,20
Fe ₂ O ₃	7,53	8,25	9,58	0,37	0,12	0,12	0,49	2,84	3,25	3,67	1,10	2,26	0,74	3,43	0,50	1,24
FeO	4,15	4,40	3,10	6,41	2,00	2,00	2,70	2,20	1,10	2,45	4,26	1,16	0,28	0,79	2,99	0,53
MnO	0,36	0,14	0,30	0,54	0,14	0,14	0,18	0,10	0,17	0,17	0,10	0,11	0,24	0,11	0,09	0,12
MgO	10,32	6,51	7,25	1,52	0,94	0,94	2,93	0,50	1,08	0,98	0,36	1,10	0,10	0,22	0,23	0,30
CaO	7,30	10,50	10,0	6,20	8,54	8,54	8,10	6,20	1,40	3,40	2,31	2,63	4,95	0,41	1,34	2,89
Na ₂ O	1,22	2,16	4,85	7,12	6,37	6,37	7,09	8,01	4,47	6,93	4,53	2,50	9,06	8,50	1,43	0,37
K ₂ O	3,34	2,35	2,20	2,56	2,56	2,56	2,39	2,58	5,27	2,97	8,00	9,86	0,36	1,70	12,20	13,40
P ₂ O ₅	0,30	0,40	0,75	0,26	0,25	0,25	0,28	0,21	0,28	0,30	0,11	0,11	0,13	0,07	0,05	0,08
H ₂ O	2,32	1,98	с.л.	0,10	5,02	5,02	6,48	4,26	1,80	0,30	0,12	0,07	0,09	0,22	—	0,13
П. п. л.	0,18	0,62	1,46	6,97	0,38	0,38	0,16	0,10	0,36	2,10	1,88	2,50	3,88	0,72	4,61	2,74
CO ₂	0,09	0,20	0,19	0,2	0,2	0,2	0,16	0,07	0,14	с.л.	с.л.	с.л.	с.л.	с.л.	с.л.	с.л.
<i>a</i>	7,30	8,40	8,60	19,70	14,56	14,56	17,20	19,00	17,64	20,50	22,10	21,40	20,60	20,70	21,23	21,13
<i>c</i>	3,83	5,80	4,50	1,23	5,57	5,57	4,88	2,54	1,72	0,29	0,89	2,30	1,30	0,48	0,68	1,53
<i>b</i>	32,47	30,30	29,00	16,68	15,87	15,87	14,30	11,40	11,37	10,90	7,14	6,10	6,07	5,51	4,79	4,34
<i>s</i>	56,40	55,50	57,90	62,39	64,00	64,00	63,62	67,06	69,27	68,31	69,87	70,20	72,03	73,31	73,30	73,00
<i>f'</i>	32,30	38,60	30,00	43,70	57,80	57,80	23,70	47,40	35,00	50,50	63,10	53,40	18,15	66,50	71,60	38,20
<i>m'</i>	52,80	37,40	43,00	16,00	10,01	10,01	37,00	7,40	15,95	14,95	8,70	29,00	3,40	6,60	8,20	11,57
<i>c'</i>	14,90	24,00	27,00	40,30	32,19	32,19	39,30	45,20	49,08	34,55	28,20	17,60	78,45	20,20	20,20	50,23
<i>a'</i>	—	—	—	83,40	98,00	98,00	97,20	95,40	56,60	72,80	46,20	27,60	97,40	88,50	15,28	3,86
<i>n</i>	0,34	1,20	1,06	0,51	0,36	0,36	0,64	0,46	0,44	0,46	0,31	0,25	0,36	0,22	0,08	0,43
<i>t</i>	19,60	23,80	31,90	2,32	72,00	72,00	3,06	21,50	24,50	28,30	13,80	34,50	10,00	52,00	8,85	23,70
<i>φ</i>	—5,33	-11,60	-5,90	-15,85	-5,69	-5,69	-12,04	-6,42	+2,54	-4,67	-5,35	-4,70	+1,56	+4,64	+3,46	+2,21
<i>Q</i>																

Примечание. 1, 3 — пироксеновые и пироксеново-роговообманковые габбро-порфириты; 2 — щелочное габбро, близкое к шонкниту; 4—8 — бескардидные известково-щелочные сиениты и сиенит-порфириты; 9 — кварцосодержащие известково-щелочные сиенит-порфириты; 10—13 — бескардидные щелочные сиениты и сиенит-порфириты; 14—16 — кварцосодержащие щелочные сиениты и сиенит-порфириты. Анализы 1, 2, 5—11, 15 взяты из работы Г. М. Ивановой (кафедра петрографии Томского политехнического института), 13, 16 — из работы В. Г. Кореля, 14 — по Н. А. Асанову, 3, 12 — В. И. Каминской.

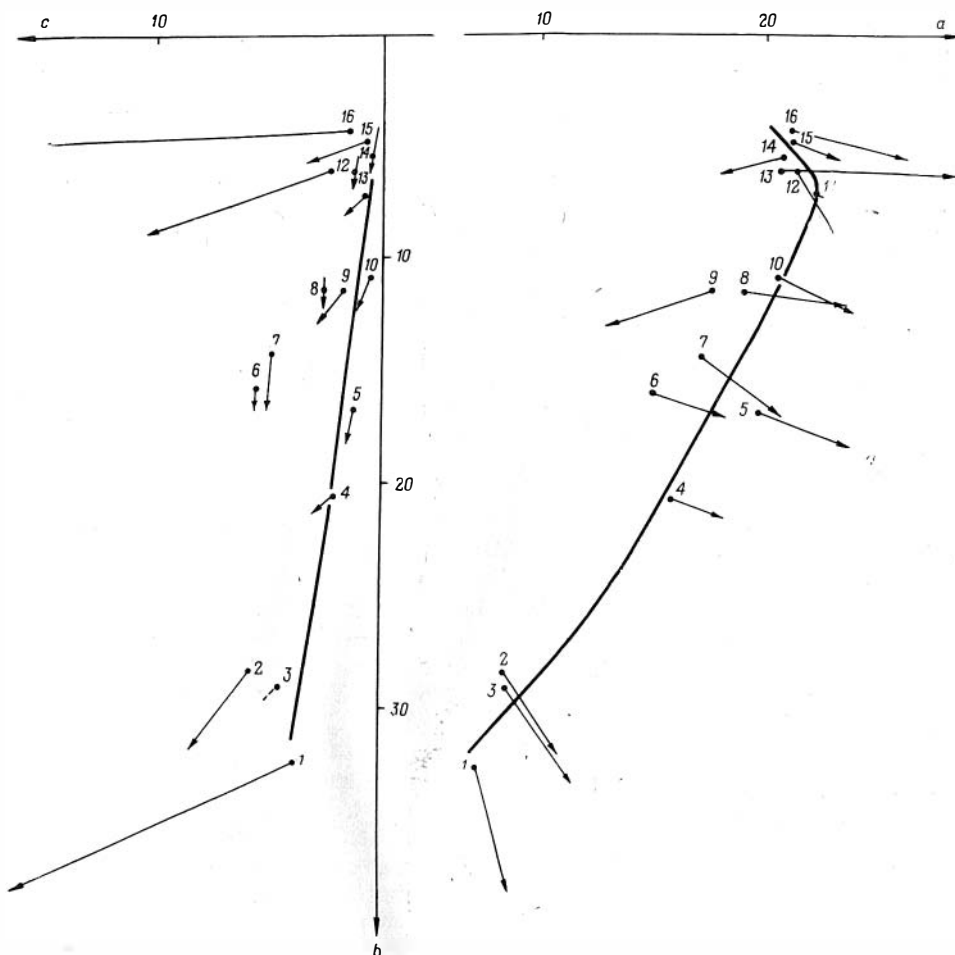


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма состава Таштагольского железоносного магматического комплекса (по методу А. Н. Заварицкого).

Подобную тенденцию обнаруживает и магматический комплекс района Тейской группы железорудных месторождений [31]. Кроме того, геологические особенности и петрографический состав этих комплексов имеют большое сходство. В частности, кварцевые щелочные сиениты, граносиениты и сиенит-порфиры Тейского месторождения отличаются лейкократовостью. Содержание в них темноцветного минерала в виде роговой обманки составляет от 1 до 3—4%. Отмечается также более позднее накопление кремния и натрия с проявлением наложенной альбитизации.

Происхождение пантеллеритовой тенденции объясняют некоторые детали вулканизма как самих пантеллеритовых магм, так и изученных нами пород. На о. Пантеллерия магматические породы в виде пантеллеритов являются производными трахитовой магмы. Трахитовые излияния совершались из центрального вулкана, излияние пантеллеритовой лавы — из паразитических конусов и сопровождалось взрывными процессами. Значит, пантеллеритовая магма формировалась из трахитовой за счет накопления щелочей и кремнезема вместе с летучими в подводящем очаге. В общем такая же тенденция наблюдается и в нашем случае для сиенитов

Таштагола. Здесь мы видим накопление щелочей и кремнезема вместе с летучими в верхних частях магматической колонны. С этим активным расплавом-раствором и связывается магматическое замещение и высокая активизация постмагматических рудообразующих процессов. Верхние части вариационной кривой отвечают крайним щелочным дифференциатам верхней части магматической колонны. С выходом магмы на поверхность эти дифференциаты будут давать щелочные эффузивы. Кстати, следует вспомнить, что еще Дэли [12], обобщая работы Вольфа, Холмса, Вашингтона и Джаггара по вулканизму Гавайских островов, Этны и Стомболи, отмечает вероятное проявление газового плавления пород и продвижение магмы вверх до поверхности, что может сопровождаться спокойным открытием вулканических очагов без взрыва.

Следовательно, пантеллеритовая тенденция, отражаемая в вариационных кривых, является для отмеченных железосных комплексов Сибири своего рода диагностическим признаком такой дифференциации, с которой могут быть связаны процессы магмозамещения и сопутствующего им рудообразования.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ДИОРИТАМИ

Прямая связь золотого оруденения с диоритами проявляется в самых различных регионах (Колыма, Кузнецкий Алатау, Казахстан, Ю. Африка, Калифорния и др.). Она настолько хорошо известна, что отмечается во всех сводках, обобщающих металлогению отдельных регионов, в том числе и Алтае-Саянской области.

Большое внимание связи золотого оруденения с диоритами уделяет Ю. А. Билибин. Он выделяет [4, 6] две формации диоритов — доботолитовую и посторогенную, отмечая их сходство в оруденении. Богатство диоритов рудным минералом, несмотря на мелкие размеры тел, он объясняет связью эманаций с более глубоким источником, с гранитоидной магмой. В более поздней работе [5] он признает генетическую самостоятельность диоритовой магмы, которая образует особые формы малых интрузий. Отрицая их связь с гранитоидными батолитами, он считает, что на глубине они имеют самостоятельные очаги магмы.

Изученные нами золотоносные диориты Кузнецкого Алатау входят в состав габбро-диорит-диабазового магматического комплекса [16]. Породы комплекса слагают мелкие тела в виде штоков, акмолитов, даек, развитых главным образом в пределах эффузивно-осадочных толщ кембрийского и протерозойского возраста. В составе последних преобладают эффузивы и туфы, а также силы основных и средних пород, развиты в подчиненном количестве кварцевые порфириты и кератофиры, местное значение имеют невыдержанные линзы и группы пластов песчаников, известняков и кремнистых сланцев. Характерной особенностью пород интрузивного комплекса является внешнее сходство всех разновидностей — их диоритовый облик. Но детальные петрографические исследования, подкрепленные данными по химическому составу всех разновидностей пород, показывают, что главная их масса принадлежит габбро и лишь небольшая часть — диоритам. Однако габбровые породы перекристаллизованы и преобразованы в диориты, хотя содержат реликты лабрадора, пироксена и слабо сохранившегося титаномагнетита. Сильное вторичное преобразование пород привело некоторых исследователей [37] к мысли о том, что диориты не являются интрузивными образованиями, а появились за счет преобразования зеленокаменных эффузивов. Этому противоречит, кроме отмеченных выше признаков, наличие резких интрузивных контактов и эндоконтакто-

вых закаленных мелкозернистых фаций пород с флюидалной текстурой. Хорошо выраженный процесс диоритизации постмагматического характера отмечен не только на участке восточного склона Кузнецкого Алатау в районе рудника Коммунар, в верховьях рек М. Собаки, Изекиюла (Кузнецовский, Спасский массивы), но и в центральной части хребта по рекам Балыкса, Федоровка. Все выступы диоритов характеризуются россыпной золотоносностью, даже мелких ключей.

Большое значение для выяснения генетических особенностей руд имеет форма проявления золотоносности. В этом отношении интересные материалы можно найти в Коммунарском рудном поле, которое хорошо вскрыто горными работами.

Рудное поле занимает водораздел кл. Федоровского, правого притока рч. Б. Собаки, и кл. Солгонского. Все они входят в бассейн р. Белый Июс на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Нижняя часть разреза участка сложена толщей зеленокаменных эффузивов и туфов основного и среднего состава. Выше они сменяются силлами и покровами фельзитов, кварцевых кератофиров, туфопесчаников, углисто-кремнистых сланцев и мало-мощными пластами известняков. Вся эта толща слагает восточное крыло крупной антиклинальной складки, падающей на юго-восток под углом 40—50°. В этом направлении в районе Главстана указанная толща перекрыта известняками, содержащими водоросли протерозойского возраста.

Эффузивно-осадочная толща прорвана габбро-диоритами и диоритами, имеющими акмолитообразную, послойную и дайковую форму тел. Отчетливо выделяются несколько генераций даек. С указанным комплексом пород связаны лампрофиры спессартитового ряда, что, по-видимому, указывает на самостоятельность магматического комплекса.

С юго-восточной и восточной стороны участок описанных пород граничит с крупным массивом гранодиоритов, известных под названием Солгонской интрузии. Тело интрузии образуют ряд языков в сторону эффузивно-осадочной толщи, окаймленных полосой контактово-метаморфических пород.

Золотое оруденение на рудном поле имеет разнообразные формы. Вблизи контакта с гранодиоритами расположено Калиостровское месторождение, оруденение его приурочено к магнетитовым скарнам. В центральной части поля на участке Подлунного гольца находится штокверковое месторождение в диоритах. Оно сопровождается отдельными кварцевыми жилами. Штокверковый тип более слабого рудопроявления отмечался и на других участках (Федоровском, Масловском). Третий тип рудных тел представлен кварцевыми жилами, среди которых наиболее крупная и мощная Масловская жила. Наконец, в северо-восточной части рудного поля встречены полосы сульфидной минерализации в виде густой вкрапленности вплоть до сливных скоплений, подчиненных линейно-трещинным окварцованным зонам.

Среди указанных рудопроявлений обращает на себя внимание участок Подлунного гольца, где многие геологи выделяют так называемый бессульфидный тип оруденения. Сульфиды здесь присутствуют, но главная их масса образовалась после стадии золотого оруденения и поэтому его не контролирует. Интересно то обстоятельство, что кварцевые прожилки с золотом приурочены к участкам максимальной амфиболитизации пород. Более того, они имеют характер кварцевых выпотов, обособлений, которые окружены вросшими в них щетками амфибола (рис. 4). Все это говорит о тесной связи амфиболитизации и золотого оруденения.

Общей особенностью всего Коммунарского рудного поля является локализация оруденения именно в диоритах, причем в их апикальных

частях. Если рудные минерализованные трещины выходят за пределы диоритов, оруденение обычно затухает.

Диоритизация габбро-диабазовых пород сопровождалась деанортизацией плагиоклаза с увеличением содержания в нем альбитовой молекулы. Но на этой стадии чистый альбит еще не образуется. Альбит развивается позже, при метасоматических изменениях породы вдоль узких зон с одновременным появлением здесь хлорита.

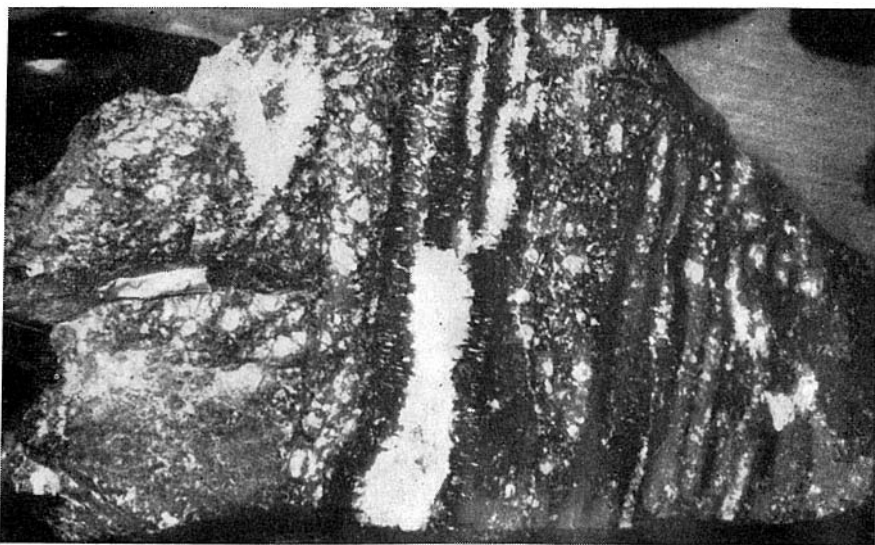


Рис. 4. Жилковатые выделения и выпоты кварца с золотом, отороченные друзовидным агрегатом зеленой роговой обманки. Штокверковое золоторудное месторождение Подлунный гольд.

Процесс диоритизации сопровождался высвобождением части кальция, железа, магния, марганца и выносом их растворами. При этом в отдельных аликальных и приконтактных частях диоритов появляются небольшие метасоматические скопления магнетита в виде гнезд. В пределах экзоконтакта, особенно на участках появления линз известняков, встречаются и узкие полосы магнетитовых скарнов с небольшим содержанием граната и пироксена. В небольших гнездах метасоматических магнетитов содержится золото, хотя промышленные концентрации нами не встречены.

В пределах Коммунарковского рудного поля среди диоритов встречены участки скаполитизированных пород, более широко развитые на Масловском участке и месторождении Северная Зона. Замещению скаполитом подвергается плагиоклаз, а в мелких пятнах порода целиком замещается этим минералом. В таких участках также наблюдаются прожилки скаполита мощностью от 1—2 до 5 см.

Среди диоритов нами найдены в ряде мест прожилки боратов в виде аксинита, а в сильно измененных породах — вкрапленность тонкого турмалина.

Изложенное выше определенно указывает на связь золотого оруденения типа Подлунного гольда с галогенной формой переноса золота в рудных растворах. Это подтверждается также особенностями состава роговых обманок как в самих диоритах, так и в кварцевых выпотах и жилках, содержащих зерна свободного золота.

Таблица 3

Содержание хлора * в горных породах рудного поля рудника Коммунар и за его пределами

Номер пробы	Номер обр.	Содержание хлора, %	Порода	Место взятия пробы
<i>В пределах рудного поля</i>				
1	2016	1,80	Микродиорит	Месторождение Подлунный галец
2	765	1,64	Диорит с амфибол-кварцевыми прожилками	Там же
3	764	1,92	То же	»
4	760	1,78	»	»
5	770	0,80	Порфиroidный диорит	»
6	759	0,24	То же	Там же, за пределами рудного участка
7	747	0,29	»	Там же
8	758	0,08	»	»
9	767	0,40	Кварцевый порфирит	Там же, вблизи рудного поля
10	768	0,04	То же	Там же, за пределами поля оруденения
11	1235	1,00	Порфиroidный диорит	Масловское месторождение, проба в рудном поле
12	1241	1,24	То же	Там же
13	1249	1,28	»	»
14	1239	0,18	»	»
15	1252	0,12	Микродиорит	Там же, в безрудном участке
16	1253	0,32	Диорит с пятнами бластического амфибола	Там же, следы оруденения
17	776	0,38	Диорит	В пределах месторождения Северная Зона
18	777	0,16	Порфирит	Там же, за пределами оруденения
<i>За пределами рудного поля</i>				
19	2317	0,08	Микродиорит	Борт р. Б. Собаки выше Главстана
20	2310	0,04	»	Там же
21	2314	0,06	»	»
22	2315	0,02	»	»
23	2316	0,04	»	»
24	2331	Нет	Кератофир	»
25	1987	0,04	»	»
26	2324	0,04	Кварц. порфирит	»
27	830	Нет	Порфирит	»
28	2331	0,02	»	»
29	2300	0,08	»	»
30	2369	0,04	Плотный афанит	»

* Аналитик З. А. Иванчура.

Зеленая роговая обманка в местах оруденелых диоритов то образует компактные зерна размером 3—5 мм, то гранулирована и образует переплетенный агрегат мелких зерен. В более крупных зернах ее свойства следующие: $Ng = 1,680$, голубовато-зеленая или зеленая, $Nm = 1,672$, зеленая, $Nr = 1,660$, светло-желтая или зеленоватая. В переотложенных агрегатах наблюдается голубовато-зеленая более магниальная разновидность со свойствами: $Ng = 1,600—1,672$, синевато- или голубовато-зеленая, $Nm = 1,650—1,666$, синевато-зеленая, $Nr = 1,640—1,653$, бледно-зеленая или зеленовато-желтая, $2V = -65—73^\circ$, $cNg = 17—19^\circ$. Содержание хлора в ней, по данным пяти анализов, от 0,13 до 0,8% (табл. 3).

Далеко за пределами рудного поля содержание хлора в породах колеб-

лется от 0—0,04%, реже до 0,6—0,08% (табл. 3.) Следует отметить, что для анализа подбирались разновидности пород, петрографически близкие к породам рудного поля (микродиориты, кератофиры, кварцевые порфириды, порфириды). В пределах рудного поля наиболее высокое содержание хлора отмечается в участках золотого оруденения (на месторождении Подлунный голец 0,8—1,8%, на Масловском — 0,18—1,28%, на месторождении Северная Зона 0,38%). В тех же участках месторождений количество хлора уменьшается с удалением от зон золотой минерализации до 0,08—0,29%, реже до 0,04%. В целом содержание хлора даже в однотипных породах неравномерное.

Таким образом, высокое содержание в растворах летучих, особенно хлора явилось причиной не только амфиболизации, деаноргизации и альбитизации плагиоклаза, а также сопутствующих процессов, но и, вероятно, мобилизации, переноса и отложения золота вместе с кварцем.

СТАДИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ПЕРЕНОС ЗОЛОТА

Постмагматическая гидротермальная деятельность подчиняется общим закономерностям развития. Ввиду невозможности непосредственного наблюдения гидротерм в условиях относительно значительных глубин следует пользоваться с некоторым допущением материалами наблюдений над современной вулканической деятельностью в приповерхностных условиях.

Как отмечает С. И. Набоко [29], во всех магмах летучие компоненты H, F, Cl, S, C, B, As и др. определяются в виде молекул H₂O, H₂, SO₂, SO₃, CO, CO₂, NH₄, Cl, HCl, HF, хлоритами и сульфатами металлов. Среди указанных компонентов главное значение имеют пары воды. Вместе с тем богатство магмы летучими тесно связано с ее составом. Наблюдается изменение и в количественных соотношениях летучих компонентов.

Еще Сен-Клер-Девилем на основании изучения газов вулканов района Средиземного моря показана последовательность изменения состава эманаций с падением температуры. При высоких температурах шло выделение перегретого пара, H₂, CO, NH₃, F₂, Mn, Cl, при более низкой — паров воды, фторидов железа и меди, сернистой кислоты; более холодная стадия содержит пары воды, H₂S, S, и стадия низких температур — водяной пар и CO₂. На Ключевском вулкане в начальную стадию выделялись газы, обогащенные водородом и галоидами. В дальнейшем по мере остывания лавы количество галоидов уменьшалось, и газы становились сернистыми, а затем углекислыми. Вообще, выделение хлора и фтора из магмы связано с начальными стадиями ее охлаждения.

Вместе с тем порядок выделения вулканических газов зависит от режима процесса становления магмы и обусловлен различной растворимостью газов в магме, зависящей от их состава. При резких изменениях давлений, в пароксизмальный этап развития магмы из нее выделяются в ранние стадии более слабо растворимые сернистые газы наряду с парами воды и подчиненным количеством других газов. В дальнейшем количество сернистых газов уменьшается, и идет накопление галоидных газов.

Возвращаясь к условиям формирования золоторудных месторождений, следует признать, что одной из важнейших причин, определяющих тип месторождения, является способ мобилизации, переноса и отложения золота, зависящий от состава гидротермальных растворов. Исходя из особенностей конечных продуктов отложения этих растворов, выраженных в различных минералогических ассоциациях руд, и связанных с ними петрографических особенностей пород, можно выделить две ветви золоторуд-

ных рудопроявлений. Одна ветвь связана с мобилизацией и переносом золота галоидными растворами. Развивающиеся позже серные растворы оказываются уже обедненными этим металлом, и выпадающие сульфиды не сопровождаются промышленным оруденением.

Другая ветвь рудопроявлений связана с более ранней деятельностью растворов, когда в их составе преобладают сернистые соединения. Золото при этом переносится и осаждается вместе с сульфидами. Таких месторождений известно больше. На восточном склоне Кузнецкого Алатау они представлены свитами кварцевых жил с сульфидами (северная часть Коммунарковского рудного поля, Знаменитый, Сарала и др.).

Отмеченные особенности первой ветви рудопроявлений подтверждаются и некоторыми геохимическими данными. С. И. Набоко [29] указывает, что кислые хлоридные конденсаты высокотемпературных растворов обогащены кремнием, алюминием и железом. Подобное обогащение имело место и в нашем участке в процессе преобразования и диоритизации габбро-диабазов.

Окислительная и восстановительная способность вулканических газов определяется в значительной степени температурой. Высокотемпературные газы обладают восстановительной способностью в связи с преобладанием в них CO и H_2 над CO_2 и H_2O . Поскольку галоидные газы принадлежат ранним выделениям, они, видимо, обладали восстановительными свойствами. Этим, вероятно, объясняется резкое преобладание закисного железа над окисным в диоритах рудника Коммунар. Это выражено в химизме главных темноцветных минералов пород — амфиболов, в составе которых заметное участие принимает хлор.

ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В свете указанного расчленения эндогенных рудных месторождений золота на две ветви становится более отчетливой связь золотого оруденения со скарнами. Действительно, и среди золотоносных скарнов выделяются два типа. В скарнах первого типа золотоносность не определяется накоплением сульфидов. Основная масса золота здесь выделяется задолго до появления основной массы сульфидов. Часто в богатых по содержанию металла участках сульфиды присутствуют в виде редких зерен, даже уступающих по объему зернам золота. Например, в скарновом золоторудном месторождении Калиостровском* (в пределах Коммунарковского рудного поля) и Майском месторождении (в Горной Шории) золото располагается в магнетите и отчасти в гранате. Местами, но не всегда оно сопровождается кальцитом, кварцем и мизерными количествами сульфидов. Добытый из первого месторождения металл составляет значительную часть золотодобычи всего района.

Скарновые образования второго типа приурочены к контактам крупных тел гранодиоритов. Они содержат крупные накопления сульфидов, наложенных на скарны. Сульфиды местами могут образовывать самостоятельные метасоматические залежи и кварцево-сульфидные жилы. Золотоносность здесь контролируется накоплениями сульфидов. К такому типу относятся месторождения Ольховско-Чибижекского района.

Многие исследователи эндогенных месторождений железа связывают формирование контактово-метасоматических месторождений с галоидным выносом железа из магматического очага [8, 34, 36, 22, 17]. Подобные

* В Калиостровском месторождении магнетит пронизан жилками кварца.—
Прим. ред.

утверждения стали высказываться после того, как были выявлены свойства галогенов как химически активных и летучих веществ. В последнее время значительная работа по исследованию содержания хлора в породах и его роли в формировании эндогенных месторождений железа проведена Д. И. Павловым [30].

Многие исследователи [1, 3] считают, что перенос химических элементов при минералообразовании совершается в виде комплексных соединений. Так, А. А. Беус и Б. И. Соболев отмечают несоответствие температур кипения и тем самым степеней подвижности ряда галоидных соединений (Ti, Li, Zn) фактической способностью их к миграции и накоплению в составе эманационных рудопроявлений. Наличие в газах активных комплексообразователей (кремния, алюминия, бора, щелочей) определяет развитие комплексных соединений. Авторы считают, что на ранних стадиях постмагматического процесса, вероятно, преобладает галоидный перенос.

В Коммунарском рудном поле наблюдается тесная связь образования метасоматических магнетитов с диоритизированными габбро-диабазами. Мелкие гнезда таких магнетитов имеются как на участке Подлунного гольца, так и на его склоне ближе к Калиостровскому месторождению. Последнее также располагается на границе диоритов и известняков. Мелкие метасоматические скарново-магнетитовые образования характерны для выступов диоритов Кузнецовского, Спасского гольцов и других участков.

Следовательно, геологические данные по распределению магнетитовых скоплений, петрографо-минералогические особенности связи их с породами, содержащими значительное количество хлора, тесная связь с кварцево-карбонатной золотоносной стадией минерализации указывают не на механическое пространственное наложение золотого оруденения на скарны, а на тесную генетическую связь между ними. Образование магнетитовых скарнов и золотое оруденение связаны единым генетическим процессом.

Выпадение золота следовало за формированием главной массы магнетита, который обычно замещает более ранние типичные скарновые минералы в виде граната и пироксена. Об этом свидетельствует довольно обычная золотоносность указанных железистых скарнов в разных районах Кузнецкого Алатау. Для локализации оруденения, необходимы, кроме того, благоприятные условия. Это относится как к скарнам, так и к другим месторождениям. Поэтому не все скарны могут обладать одинаково богатой золотоносностью.

В заключение следует отметить, что выделение галогенного и сульфидного этапов в рудообразовании вовсе не означает, что на первом этапе были только галогенные соединения, а на втором — только сульфидные. Состав природных эманаций, исследованных вулканологами, всегда сложный. Речь идет только о преобладающих в тот или иной этап развития эманациях. Они и определяют специфику образующихся рудопроявлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. К. Баженов. Комплексные соединения и их роль в геохимических процессах.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд. ТГУ, 1964.
2. Н. А. Беляевский, А. А. Борисов. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений.— Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука», 1964.

3. А. А. Беус, Б. Н. Соболев. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах.— Сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.
4. Ю. А. Билибин. Общие вопросы металлогении золота. Избр. тр., т. II. Изд. АН СССР, 1959.
5. Ю. А. Билибин. О некоторых чертах металлогении золота. Там же.
6. Ю. А. Билибин. Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения. Избр. труды, т. III. Изд. АН СССР, 1961.
7. Н. И. Бородаевский. Золотоносные альбититы рудника Малый Коран в Учалинском районе БАССО на Южном Урале.— Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та «Нигризолото», вып. 10, 1938.
8. Н. Л. Боуэн. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении.— Сб. «Геология рудных месторождений Зап. штатов США». ГОНТИ, 1937.
9. В. А. Вахрушев. О происхождении диоритовых порфиров района Таштагол в Горной Шории.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.
10. В. А. Вахрушев. Минералогия, геохимия и генетические типы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965.
11. Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Наука», 1965.
12. Р. О. Дэли. Изверженные породы и глубины Земли. Пер. с англ., 1936.
13. А. Н. Заварицкий. Введение в петрохимию изверженных пород. Изв. АН СССР, 1950.
14. С. С. Ильенко. Бельский интрузивный комплекс.— Изв. ТПИ, т. 65, вып. 2, 1950.
15. С. С. Ильенко. Связь явлений магматического замещения с рудопроявлением.— Сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд. АН Каз. ССР, 1960.
16. С. С. Ильенко. Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау.— Сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., «Наука», 1965.
17. Д. В. Калинин. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян).— Геохимия, 1961, № 7.
18. В. И. Каминская. Геологические особенности Кондомского железорудного района.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
19. В. С. Коптев-Дворников. Явления дифференциации в гранитных интрузивах фации малых глубин.— Сов. геология, 1961, № 1.
20. В. Г. Корель. К петрологии контактовых железорудных месторождений Тейской группы.— Изв. СО АН СССР, серия геол. и геофиз., вып. I, 1958.
21. Д. С. Коржинский. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
22. Г. А. Крутов. О роли галоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений.— Вест. МГУ, серия геол., № 6, 1960.
23. Ю. А. Кузнецов. Железороденение и генетические типы интрузий. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
24. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
25. Б. Н. Куплетский. Оvoidные гранито-гнейсы Маминского золоторудного месторождения на Среднем Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 2.
26. А. М. Кузьмин. Роль концентрационных потоков на стадии кристаллизационной дифференциации магмы.— Изв. ТПИ, т. 121, 1963.
27. В. К. Монич. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд. АН КазССР, 1957.
28. С. И. Набоко. Вулканические энсальции и продукты их реакций.— Тр. лаборатории вулканизма, вып. 16, 1959.
29. С. И. Набоко. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.
30. Д. И. Павлов. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. ИГЕМ, АН СССР, 1964.
31. Г. В. Поляков и А. Е. Телешев. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений.— Сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1960.
32. Г. Л. Поспелов. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 1-го Всесоюз. петрогр. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
33. П. Дж. Уайли, О. Ф. Таттл. Система $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и происхождение карбонатов.— Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». Пер. с англ. М., ИЛ, 1963.
34. М. А. Усов. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1931.
35. М. А. Фаворская. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Изд. АН СССР, 1956.

36. К. П. Феннер. Пневматологические процессы при образовании минералов и руд.— Сб. «Геология рудных месторождений Зап. штатов США». ГОНТИ, 1937.
 37. Н. А. Фогельман и А. Е. Шабаловский. Условия локализации штокверковых месторождений в пределах Коммунарковского рудного поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау.— Тр. ин-та «Нигризолото», вып. 21, 1956.
 38. Ф. Н. Шахов. К теории контактовых месторождений.— Тр. горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 1, 1947.
 39. Ф. Н. Шахов. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ., 1960.
 40. В. В. Щербина. Формы переноса химических элементов в процессах мипералогического образования и условия их концентрации.— Сб. «Вопросы геохимии и минералогии». Изд. АН СССР, 1956.
 41. H. R a m b e r g. The origin of metamorphic and metasomatic rock, 1952.
 42. P. Y. W y l l i e and O. F. T u t t l e. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspats.— Amer. J. of Sci. v. 257, november, p. 648—655, 1959.
-

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В. А. БУРЯК

Западное и Северо-Западное Прибайкалье расположено в зоне сочленения Байкальской складчатой области с древней Сибирской платформой. Золоторудные проявления здесь довольно широко распространены и представлены различными генетическими типами: слабозолотоносными пегматитами и скарнами, высоко- и среднетемпературными гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями разнообразных формаций, а также золотосодержащими россыпями и зонами окисления постмагматических сульфидных месторождений.

Пегматитовые рудопроявления характеризуются весьма низкими содержаниями золота и распространены незначительно. Впервые наличие золота в пегматитах было отмечено Л. Г. Котельниковым [5] на о. Ольхон. На Пещерном мысе этого острова в толще архея им были выявлены жильные крупнозернистые биотитовые гранит-пегматиты с золотом. Здесь же развиты слабозолотоносные кварцевые жилы мощностью до 1—1,5 м, рассекающие породы архея и граниты. Проведенное в 1963 г. сотрудниками Лаборатории осадочных полезных ископаемых под руководством Ю. П. Ивенсена спектральное опробование подобных пегматитовых образований подтвердило их слабую золотоносность.

П. Б. Дедюхиным в районе р. Слюдянки (Северо-Западное Прибайкалье) на южной оконечности мыса Онокочанского в массиве основного состава встречена пегматитовая жила мощностью до 0,5 м с небольшим содержанием золота. Более низкие содержания золота в пегматитах и кварцево-пегматитовых обособлениях, заключенных в интенсивно гидротермально метаморфизованных породах с небольшими гнездами и прожилковидными выделениями пирротина и магнетита, отмечены в Приольхонье и в Северо-Восточном Прибайкалье. Повышенное количество этих образований обуславливает «знаковую» золотоносность аллювиальных отложений.

Практического интереса пегматитовые проявления золота, очевидно, не представляют.

Скарновые рудопроявления золота установлены в Северо-Восточном и Западном Прибайкалье. По минеральному составу они относятся к золото-сульфидно-магнетитовой и золото-медно-полиметаллической парагенетическим ассоциациям.

Наиболее характерным представителем первой являются сульфидно-магнетитовые тела столбообразной и неправильной формы и зоны тектонических брекчий с сульфидно-магнетитовым оруденением, развитые

в пределах Чипчионского золото-сульфидного месторождения. Здесь выявлены два небольших (40×50 м) трубообразных рудных тела, которые приурочены к контакту нижнепалеозойских гранитоидов витимканского интрузивного комплекса с известняками и в структурном отношении контролируются местами сочленения тектонических нарушений. Сложены рудные тела в центральных частях почти мономинеральным магнетитом, по краям — рассеянной вкрапленностью магнетита, эпидота, тремолита, кварца и карбонатов. Содержание золота в магнетитовых рудах обычно очень низкое. Высокие концентрации его связаны с редко встречающимися секущими кварцево-сульфидными прожилками. Совместно с золотом в небольших количествах присутствуют серебро, медь, свинец, цинк, никель и кобальт (десятые — сотые доли процента).

Минерализованные зоны тектонических брекчий также имеют небольшие размеры и более низкое по сравнению со сплошными магнетитовыми рудными телами содержание магнетита, но одновременно более обогащены сульфидами, золотом, серебром и другими сопутствующими металлами.

По данным С. А. Гурулева, В. П. Ларева и других, небольшие слабо-золотоносные магнетитовые рудопоявления скарнового типа развиты не только на территории собственно Чипчионского месторождения, но и во всей Намаминской металлогенической зоне, в которую входит это месторождение. Л. М. Бабуриным и А. И. Залуцким гранат-пироксеновые скарны с гематит-магнетитовым оруденением выявлены в Верхне-Ангарском хребте в бассейне р. Тукаломи и кл. Восточного. Рудные тела здесь также небольших размеров (длиной от 10—20 до 40—60 м) и приурочены к контакту карбонатных пород с интрузиями гранитоидов. Последние представлены раннекаледонскими диоритами и позднекаледонскими биотит-роговообманковыми гранитами. По имеющимся данным, содержание золота и серебра в оруденелых скарнах низкое; меди и свинца — десятые — сотые доли процента.

Слабозолотоносные магнетитовые залежи установлены в районе прииска Троицкого в протерозойских известняках на контакте с палеозойским гранитным массивом [9].

Скарновые рудопоявления золота медно-полиметаллической ассоциации находятся в тесной пространственной и генетической связи с рассмотренными сульфидно-магнетитовыми. Как и последние, они преимущественно развиты в пределах Намаминской металлогенической зоны. Содержание сульфидов и магнетита в них значительно колеблется. Вследствие этого некоторые рудные тела и рудопоявления по минеральному составу занимают переходное положение между золото-сульфидно-магнетитовой и золото-медно-полиметаллической ассоциациями. При этом содержание золота находится в прямой зависимости от интенсивности развития медно-полиметаллической (особенно медной) минерализации. Собственно магнетитовое оруденение во времени значительно предшествует отложению сульфидов и лишено сколько-нибудь существенных концентраций золота.

Наибольший интерес среди золоторудных образований медно-полиметаллической формации представляет Намаминское золото-медно-полиметаллическое месторождение, расположенное на водоразделе ключей Октокит — Безымянный в пределах Намаминской золото-медно-полиметаллической зоны.

Оруденение связывается с интрузией палеозойских лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Вмещающими породами являются преимущественно карбонатные верхнепротерозойские и палеозойские осадочные толщи. Рудные тела небольших размеров, линзовидной и гнездообраз-

ной формы, приурочены к тектоническим нарушениям и участкам повышенного дробления в известняках. Основными рудными минералами являются галенит, халькопирит, блеклые руды и пирит. С ними ассоциируют кальцит, сидерит, кварц и барит. Концентрация золота обычно невысокая. Содержание серебра небольшое, меди — от 0,001 до 5—10% и более. По А. П. Карабулькину, наиболее высокое содержание золота наблюдается в окисленных медно-сульфидных рудах Красногорова и г. Медина. В неокисленных рудных телах барит-галенитового состава участка Баритового количество золота и серебра крайне незначительно. В окисленных же и полуокисленных рудах этого состава концентрация золота и серебра несколько увеличивается; иногда встречаются пробы с высоким содержанием.

Основные разведочные работы на месторождении проводились в 1951—1955 гг. Было выявлено и разведано канавами большое количество рудных тел. Ввиду незначительных запасов свинца, цинка и меди месторождение было оценено как неперспективное. Однако в целом Намаминское рудное поле осталось слабо изученным, особенно структурные закономерности локализации оруденения. В связи с этим вывод о неперспективности рассматриваемого месторождения представляется несколько преждевременным.

Как отмечают Н. П. Михно, С. А. Гурулев, В. А. Каницкий, А. П. Карабулькин и другие, в пределах Намаминского рудного поля, помимо предварительно разведанных, встречаются другие не изученные полиметаллические и медно-полиметаллические рудопроявления. Повышенная полиметаллическая и медно-полиметаллическая минерализация наблюдается и непосредственно за пределами Намаминского рудного поля, на продолжении его рудоконтролирующих структур (участки Усть-Огеми, Недоступный, Молодежный и др.). Все это указывает на то, что комплексная переработка руд этих участков с извлечением меди, полиметаллов и золота может быть вполне рентабельной.

Оценивая в целом скарновый тип золоторудных проявлений Прибайкалья, следует отметить, что он достаточно перспективен. Наибольший интерес представляют рудопроявления золото-медно-полиметаллической ассоциации, расположенные в пределах Намаминской металлогенической зоны. Рудопроявления золото-сульфидно-магнетитовой формации, типа Чипчикона, со слабо проявленной сульфидной минерализацией, видимо, не имеют практического значения ввиду ограниченных запасов в них железа и крайне низкого содержания золота и других сопутствующих компонентов.

Гидротермальные образования. На рассматриваемой территории Прибайкалья рудопроявления золота гидротермального типа широко развиты и представлены различными формациями*.

Золото-медно-полиметаллическая формация. Характерным представителем ее является Чипчиконское месторождение золота, расположенное в бассейне р. Намамы. В генетическом отношении это месторождение тесно связано с Намаминским золото-медно-полиметаллическим месторождением скарново-гидротермального типа [1] и располагается от него в непосредственной близости. Как и последнее, оно входит в состав Намаминской золото-медно-полиметаллической металлогенической зоны.

По данным В. П. Ларева, П. А. Харитонова, А. П. Карабулькина, Ю. В. Богданова и Г. Г. Кочина [1], участок месторождения сложен каледонскими роговообманковыми диоритами витимканского интрузивного комплекса, среди которых отмечаются небольшие дайки амфиболитов,

* Понятие «рудная формация» принято по Р. М. Константинову [4].

горнблендитов, габбро-пегматитов, лейкократовых гранитов и аплиты. Рудные тела двух типов: кварцевые и кварцево-сульфидные жилы.

Кварцево-сульфидные жилы золотоносны и являлись основным объектом предварительной разведки. Большинство их — полого падающие, не выдержанные по падению и простиранию, с многочисленными ответвлениями, раздувами и пережимами. Мощность, как правило, не превышает 10—15 см, в раздувах увеличивается до 0,2—0,3 м, редко до 0,4—0,5 м. При выклинивании жилы переходят в маломощные ветвящиеся прожилки. Последние также развиты в зальбандах жил или образуют небольшие штокверковые зоны. Сульфиды, присутствующие в жилах и в минерализованных боковых породах, представлены главным образом пиритом, халькопиритом и висмутином. Реже встречаются галенит, арсенопирит, протрин и сфалерит и очень редко кубанит и блеклые руды. Суммарное содержание сульфидов достигает 50—80% объема жильной массы. Нерудные минералы — кварц (в основном) и карбонаты (кальцит, сидерит). Околожильные изменения вмещающих пород выражены в окварцевании, пиритизации и серицитизации.

Золото в жилах распределено неравномерно. Среднее содержание по жилам довольно высокое. В некоторых случаях устанавливается прямая зависимость количества золота от интенсивности халькопиритовой минерализации. По В. П. Лареву, сульфидные концентраты после амальгамирования очень богаты золотом и серебром. Значит, кроме крупного свободного золота, наличие которого доказывается существованием чипчиконской золотоносной россыпи, руды месторождения содержат существенное количество очень мелкого, возможно, тонкодисперсного золота, тесно связанного с сульфидами. В зальбандах жил количество золота обычно низкое.

В рудах месторождения повышены и количества меди и серебра. Это позволяет его рассматривать как золото-медно-серебряное.

Собственно кварцевые жилы пространственно несколько разобщены от золото-сульфидных и преимущественно развиты за пределами месторождения. Они содержат незначительные количества пирита, молибденита, пирротина и магнетита. Мощность их достигает 0,5—0,8 м и более. По имеющимся данным, золота в этих жилах крайне мало. Возрастное взаимоотношение золото-сульфидных и кварцевых жил не изучено. Судя по наличию в последних более высокотемпературной минерализации и незначительных концентраций золота, можно предположить, что они предшествуют золото-сульфидному оруденению.

По полученным к настоящему времени геологоразведочным данным, Чипчиконское месторождение оценивается как непромышленное. Однако в целом рудное поле месторождения изучено очень слабо. Несомненно, помимо выявленных жил, здесь может быть встречено большое количество других рудных тел, особенно «слепых», возможно, более крупных, чем разведанные. Об этом свидетельствует тот факт, что известные жилы месторождения не прослежены до выклинивания, а наиболее интересные из них (жилы 1^а, 22, 24 и др.) не выходят на поверхность. Особое внимание следует уделить поискам штокверков и зон с близко расположенными золото-сульфидными кварцевыми жилами и прожилками как возможных объектов отработки «на массу». Благодаря попутному извлечению золота, содержащегося в боковых породах, рассеянных маломощными прожилками, и в зальбандах жил, месторождение может стать рентабельным.

Помимо Чипчиконского месторождения, в пределах Намаминской металлогенической зоны отмечены другие, более мелкие рудопроявления золото-медно-полиметаллической формации. Есть указания [1] о наличии

подобного оруденения в пределах Верхне-Ангарского хребта в бассейне р. Левый Анамакит и кл. Тукаломи. Все это подтверждает перспективность данного типа золоторудной минерализации.

Золото-арсенопирит-пирротиновая формация. Характерным представителем ее является золото-сульфидное оруденение, установленное в 1959 г. П. Б. Дедюхиным и А. А. Антакшиновым в верховьях рек Тывлыкита и Окунайки. Здесь в мощной тектонической зоне дробления, развитой на контакте известняков и роговообманковых двуслюдяных сланцев абчадской свиты, отмечаются вкрапленность и мелкие прожилки пирит-пирротинового состава. В незначительных количествах присутствуют магнетит, арсенопирит и пентландит. Район слабо изучен. По данным анализов штучных проб, содержание золота в сульфидизированных породах невысокое. Не исключены и более высокие концентрации золота.

В пределах Верхне-Ангарского хребта золото-арсенопирит-пирротиновая минерализация отмечена в 1959 г. Л. М. Бабуриным и А. И. Залучким в гидротермально метаморфизованных тектонических зонах, а также в кварцевых жилах и прожилках, развитых в экзоконтактовых ореолах палеозойских интрузий гранитоидов. Сульфиды представлены здесь пиритом, пирротинном и арсенопиритом; в отдельных зонах, кроме того, присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит и блеклые руды. Содержание золота очень низкое, меди — до 1—6%. Рудопроявления этого района изучены слабо.

В Приольхонье также выявлены рудопроявления золото-арсенопирит-пирротиновой формации: участки Петрово-Поповский, Борсойский тажеран, Улан-Нур и др. По данным А. М. Рябых, В. С. Малых, С. М. Ткалич и Л. П. Тигунова, повышенная сульфидная минерализация здесь контролируется разломами северо-восточного простирания, реже — местами пересечений их с разломами северо-западного простирания. В большинстве случаев разломы наиболее минерализованы на контакте гнейсов и кристаллических известняков архея. Реже оруденение локализуется в гнейсах или только в известняках. Мощность рудоносных зон достигает 15—30 м, протяженность по простиранию — 1—3 км и более. Падение зон крутое — 75—90°. На глубину скважинами колонкового бурения слабое сульфидное оруденение прослежено до 200 м. С поверхности минерализованные зоны сильно окислены и выветрены, характерно развитие железных и марганцевых шляп. Сульфиды, представленные пиритом, арсенопиритом и пирротинном в ассоциации с небольшим количеством халькопирита, магнетита и ильменита, слагают миллиметровые прожилки и линзочки или образуют рассеянную мелкую вкрапленность. Суммарное содержание их в боковых породах и в кварцевых жилах не превышает 1—5%. В последних, кроме того, установлены гематит и титаномagnetит. Жильные минералы — кварц, карбонаты, флюорит и барит. Околорудные изменения выражены в окварцевании, серицитизации и хлоритизации вмещающих пород. Содержание золота очень низкое. Лишь в одном случае (Петрово-Поповский участок) А. М. Рябых в гнейсах с обильной пиритизацией было установлено повышенное содержание золота. Совместно с золотом в незначительных количествах (тысячные — десятые доли процента) присутствуют никель, кобальт, медь, цинк и марганец. Анализом установлено наличие в сульфидизированных породах незначительных количеств (тысячные — десятые доли процента) никеля, кобальта, меди, цинка и марганца.

По данным А. М. Рябых и Л. П. Тигунова, золото имеется в небольшом массиве сульфидизированных перидотитов, расположенном в пределах Тажеранской металлогенической зоны.

Рассматриваемые рудопроявления Приольхонья, видимо, на ближайшее время не могут оцениваться как достаточно перспективные. В лучшем случае золото из них может извлекаться только попутно с добычей других сопутствующих металлов.

Очень слабая, практически незолотоносная арсенопирит-пирротиновая минерализация отмечена в Верхоленском и Курбинском районах.

Таким образом, из установленных районов развития золото-арсенопирит-пирротинового оруденения наибольший интерес представляет Северное Прибайкалье — верховья рек Тывлыкита и Окунайки. Заслуживают некоторого внимания также аналогичные золоторудные проявления в Верхне-Ангарском хребте. В других местах рудопроявления этой формации пока не представляют практического интереса.

Золото-кварцевая формация представлена малосульфидными кварцевыми жилами и наиболее распространена по сравнению с прочими гидротермальными золотоносными образованиями. Кварцевые жилы чаще всего небольшой мощности (0,1—0,2 м, реже 1—5 м и более), простой, линзовидной и, реже, сложной формы. Протяженность их по простиранию составляет десятки — сотни метров. Отмечаются они только среди осадочных толщ зеленосланцевой фации метаморфизма в зонах повышенного рассланцевания, развитых в осевых частях или крыльях антиклинальных структур второго и более высоких порядков. Жильные зоны ориентируются параллельно простиранию складчатых структур и сформировались преимущественно в заключительные этапы складчатости. Мощность их измеряется несколькими метрами, реже десятками и сотнями метров, протяженность по простиранию доходит до нескольких десятков километров. Степень насыщенности зон кварцевыми жилами и прожилками изменяется в широких пределах. Наиболее высокие концентрации жил чаще всего наблюдаются в местах изгибов осей и шарниров складок и особенно в периклинальных замыканиях антиклиналей. Контролирующими разрывными структурами для них обычно являются послонные и, несколько реже, кливажные трещины. В связи с этим жилы в плане располагаются параллельно простиранию осей складок, а по падению залегают согласно с напластованием вмещающих пород или секут их под острым углом. На некоторых участках встречаются секущие жилы и прожилки, контролируемые диагональными и поперечно секущими (по отношению к простиранию осей складок) трещинами скола и отрыва. В прослоях песчаников, заключенных среди сланцев, а также в минерализованных зонах смятия, отмечаются небольшие штокверковые образования.

Основным жильным минералом является кварц, реже встречаются кальцит, анкерит, сидерит, полевые шпаты, барит, апатит, хлорит и серицит. Характерно, что количество их в жилах и минеральный состав находятся в тесной зависимости от минерального состава и степени метаморфизма вмещающих пород [2]. Так, жильные тела, заключенные в полимиктовых песчаниках или в карбонатных породах, соответственно резко обогащены полевыми шпатами или карбонатами. Жилы, развитые в хлорит-серицитовых сланцах, содержат хлорит и серицит и т. д. Рудные минералы, представленные резко преобладающим пиритом, редко пирротинном, в сумме составляют не более 0,5—1% жильной массы. В крайне незначительных количествах присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит и блеклые руды.

В единичном случае по кл. Красному, системы р. Няндони — отмечен гессит. Золото высокопробное, сравнительно крупное, свободное, распределено в жилах неравномерно. Содержание его обычно очень низкое, серебра — 1—4 г/т.

Известные к настоящему времени золотоносные кварцевые жилы пространственно совпадают с участками развития золотоносных россыпей и, как последние, сконцентрированы в трех районах: Верхне-Ленском, Верхне-Утуликском и Северо-Байкальском.

Верхне-Ленский район охватывает бассейн верховьев левых притоков р. Лены — рек Большой Анай, Чанчур, Правая и Средняя Иликта и др. В структурном отношении он находится в месте незначительного пологого изгиба простирающихся складчатых структур с север-северо-восточного направления на северо-восточное. Золотоносные кварцевые жилы широко развиты как в нижне-, так и в верхнепротерозойских песчаносланцевых толщах, причем по структурным особенностям размещения, характеру кварца и рудной минерализации жилы, развитые в нижне- и верхнепротерозойских образованиях, не отличаются между собой. Наибольшая концентрация их, по данным Р. В. Осокиной и Р. Я. Ляшенка, наблюдается в верховьях правых притоков р. Малой Иликты, где отмечены наиболее богатые золотоносные россыпи.

Верхне-Утуликский район охватывает бассейн верхнего течения р. Утулик, в структурном отношении расположен в месте изгиба простирающихся складчатых структур субширотного регионального направления на восток-северо-восточное. Кварцевые жилы изучены здесь очень слабо. По мнению Б. И. Сушкевич и А. А. Шафеева, они наиболее развиты в вершинах ключей Золотого и Безымянного, по которым установлены золотоносные россыпи. Мощность жил изменяется от 1—2 см до 1—2 м, протяженность — от 10 до 30—50 м и более. Золото присутствует в знаковых количествах.

Северо-Байкальский район в структурном отношении расположен в зоне регионального изгиба простирающихся складчатых структур с северо-восточного направления на восток-северо-восточное. Золотоносные кварцевые жилы рассматриваемой формации отмечались здесь многими геологами [3, 7, 9 и др.], однако изучены слабо. Как и в других районах, они развиты среди метаморфических сланцев и контролируют распределение большинства золотоносных россыпей. Особенно много кварцевых жил в бассейнах рек Тыи, Холодной, Нюрундукана и его левого притока рч. Ковынах. Наибольший интерес представляет участок в районе руч. Чокчеун, выявленный в 1958 г. Нюрундуканской поисково-съемочной партией. Из трех отобранных здесь штучных проб в одной было сравнительно высокое содержание золота. Мощность жил, судя по свалам, достигает 0,4 м и более, протяженность — несколько десятков метров. Слабозолотоносные кварцевые жилы отмечены также в верховьях р. Кичеры, по ее правому притоку. По данным А. К. Гусевой, золотоносные кварцевые прожилки с пирротином, пиритом и халькопиритом развиты в сланцах на перевале рек Топа и Улюн. Широкое распространение мелких кварцевых жил и прожилков с пиритом и пирротином отмечено Л. М. Бабуриным и А. И. Залуцким на водоразделе кл. Тукаломи и рек Анамакит Ангарский и Левый Анамакит.

Хотя и несколько условно, к золото-кварцевой формации, видимо, могут быть отнесены также золотоносные кварцевые жилы с теллуридами (гесситом), развитые в бассейне р. Няндони по кл. Красному и между кл. Октокит и р. Нерунда [6]. Здесь вскрыто около 40 кварцевых жил мощностью 0,1—3 м и длиной более 150 м с небольшим содержанием золота. Жилы залегают в протерозойских пиритизированных сланцах няндонинской свиты и среди прорывающих их верхнепротерозойских грейзенизированных гранитов, они слабо минерализованы сульфидами свинца, цинка, меди и висмута. Содержание теллура в них около 0,01%. Гессит встречается в виде двух разновидностей [8]: светлой, обычно про-

росшей золотом и более темной, лишенной золота. Последнее располагается как на поверхности выделений гессита, так и проникает внутрь его по трещинкам спайности. Гессит ассоциирует с карбонатами и кварцем. Размер его выделений достигает 1 см. В крайне незначительных количествах установлен [6] сульфотеллурид висмута — жозеит В, содержащий мелкие округлые включения золота.

Золото-пиритовая формація генетически и пространственно тесно связана с золото-кварцевой. Представлена она более или менее частой вкрапленностью, линзовидными скоплениями и маломощными прожилками золотоносных сульфидов в интенсивно рассланцованных протерозойских метаморфических сланцах. Сульфиды сложены в основном пиритом в породах зеленосланцевой фации, пирротином — в породах эпидот-амфиболитовой и более высокотемпературных фаций метаморфизма [2]. Под микроскопом в крайне незначительных количествах отмечаются халькопирит, галенит и сфалерит. Суммарное содержание сульфидов не превышает 1—6%. Характерно, что наиболее высокие концентрации пирита и золота отмечены в углистых тонкозернистых сланцах, наименьшие — в грубозернистых песчаниках и гравелитах. Структурные закономерности локализации золото-пиритовой минерализации те же, что и для малосульфидных золотоносных кварцевых жил: четкая приуроченность повышенных содержаний минералов к зонам синскладчатого рассланцевания. В пределах этих зон наиболее благоприятны для концентрации сульфидов и особенно золота места изгибов осей и шарниров складок. Участки с выдержанным простираением складчатых структур в общем случае малоперспективны для формирования оруденения.

Золото, содержащееся в зонах пиритовой вкрапленности, по сравнению с золотом кварцевых жил более мелкое, низкопробное, часто с характерным зеленоватым оттенком. Содержание его обычно очень низкое, серебра 2—4 г/т. Кристаллизуется золото несколько позже сульфидов, располагаясь в них по трещинкам или в промежутках между зернами. Отмечено, что наиболее часто оно ассоциирует с мелкой интенсивной вкрапленностью пирита. В крупных кубических кристаллах пирита золота меньше [3, 7].

В Верхне-Ленском районе зоны повышенной пиритизации в хлорит-серицит-кварцевых сланцах протерозоя отмечены Р. В. Осокиной по рекам Малая и Средняя Иликта, на водоразделе кл. Ерничный — р. Малая Иликта. Наиболее интересна пиритизированная зона по р. Малая Иликта. При мощности более 400 м эта зона частично прослежена на 3,5 км. В. А. Обручев [7] отмечает обильную вкрапленность пирита в кварцитовых сланцах по р. Курге. Повышенная вкрапленность пирита наблюдается также в углистых кварцево-хлорит-серицитовых сланцах в бассейнах рек Малый Миндей, Чанчура, Онгурены и др.

В Верхне-Утуликском районе более густая вкрапленность сульфидов, преимущественно пирротина, в метаморфических сланцах имеется в бассейне верхнего течения р. Утулик, особенно по ключам Золотой и Безымянка. Пирротин слагает здесь мелкие миллиметровые линзочки и прожилки, расположенные в послойно-кливажных трещинах. Совместно с ним в небольших количествах присутствуют халькопирит и пирит.

В Северо-Байкальском районе обильная вкрапленность и мелкие пиритовые прожилки в метаморфических сланцах отмечаются в бассейнах рек Тыи, Холодной, Ньюрундукана, в верховьях рч. Горбылок и на других участках. Л. М. Бабуриным и А. И. Залуцким в 1959 г. в Верхне-Ангарском хребте на водоразделе кл. Кукаломи и рек Анамакит Ангарский и Левый Анамакит закартировано несколько пачек интенсивно пиритизированных углисто-глинистых сланцев анамакитской свиты, которые при

мощности 60—1000 м прослеживаются по простиранию на 8—15 км. Пирит содержится в виде тонкой пылевидной вкрапленности или крупных октаэдрических кристаллов, реже слагает миллиметровые послойные и секущие прерывистые прожилки. Под микроскопом наблюдаются халькопирит, галенит и сфалерит. Золотоносные россыпи этого района пространственно четко приурочены к площадям развития пиритизированных толщ; последние вместе с развитыми в них маломощными кварцевыми жилами и прожилками явились коренными источниками золота.

Касааясь перспективной оценки золото-сульфидной и золото-кварцевой формации, следует отметить, что они изучены менее других типов золотого оруденения. Хотя в выявленных кварцевых жилах и пиритизированных зонах содержание золота невысокое, однако не исключено, судя по аналогии с другими золотоносными районами СССР (Енисейский край, р. Лена и др.), наличие здесь месторождений с промышленными запасами руды. В первую очередь поисковые работы следует вести в пределах тех минерализованных зон, где наиболее развиты совместно оба типа оруденения.

Золото-полиметаллическая формация широко развита. Рудопроявления представлены зонами повышенной сульфидной вкрапленности, насыщенными кварцево-галенит-сфалеритовыми прожилками и жилами, или жилами и гнездами сплошных сульфидов. Последние характеризуются чаще всего пиритом, ассоциирующим с галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами. Редко встречаются арсенопирит и пирротин. Содержание сульфидов в минерализованных породах и рудных телах значительно колеблется — от 1—2 до 50—95%. Жильные минералы сложены кварцем, карбонатами, флюоритом и баритом.

Золото тесно связано с сульфидами (преимущественно с блеклыми рудами), тонкодисперсное и устанавливается обычно только пробирными анализами. В связи с этим золотоносных россыпей оно практически не образует. Содержание его обычно весьма незначительное. Выгодной может быть лишь комплексная переработка руд. Содержание серебра также в общем невысокое.

Рудопроявления данного типа наибольший интерес представляют в пределах Ангинской, Хибеленской и Сарминской полиметаллических зон Западного и Северо-Западного Прибайкалья, а также в пределах Верхне-Ангарского хребта, где Л. М. Бабуриным, А. И. Залуцким, Л. Е. Окунаевым и В. А. Чирцовым в последние годы установлено большое количество тектонических зон с повышенной вкрапленностью галенита, сфалерита и блеклых руд. В этих же зонах развиты частые маломощные кварцево-карбонатные прожилки и жилы, минерализованные слабозолотоносными галенитом, сфалеритом, пиритом и блеклыми рудами. Особенно интенсивно минерализованы зоны в бассейне р. Левый Анакит и кл. Тукаломи — участки Солнечный, Тукаломи и Снежный.

Кроме отмеченных золоторудных формаций, на рассматриваемой территории Прибайкалья, очевидно, могут быть выявлены и другие типы постмагматического золотого оруденения. Заслуживают изучения субвулканические образования, в первую очередь в Байкальском хребте. Широкое развитие в этом районе вторичных кварцитов, пропилитизированных и аргиллитизированных метасоматических образований, связанных с активной субвулканической деятельностью и нередко минерализованных борнитом, пиритом, арсенопиритом и другими сульфидами, указывает на возможность обнаружения здесь эпитермального золото-серебряного оруденения. На это же указывают и прямые данные — наличие, по данным А. А. Бухарова, в протолочках из кварцевых порфиров р. Ледяной знаков золота. В кварцевых порфирах и фельзит-порфирах золото устанавлива-

ются также спектральными анализами. В аллювиальных рыхлых отложениях водных потоков, размывающих субвулканические породы, присутствуют редкие мелкие знаки золота.

Следует обратить внимание прежде всего на те участки, где субвулканические образования и связанные с ними метасоматические зоны измененных пород перекрыты последующими вулканическими отложениями и благодаря этому наименее эродированы. Таковыми, к примеру, являются истоки р. Мужиная. В этом месте вулканические жерла, выполненные кварцевыми порфирами, граносиенит-порфирами и мощными разрезами прижерловых вулканических фаций, перекрыты более молодыми эффузивными образованиями хибеленской свиты среднего протерозоя.

Возраст рассмотренных типов золотого оруденения Прибайкалья является дискуссионным. Уверенно можно сказать, что оно полициклическое, многофазное. При этом золото-пиритовые и золото-кварцевые формации — самые древние, они развивались, по-видимому, в протерозойские (верхнепротерозойские) тектономагматические этапы. Для этих типов оруденения характерна постоянная четко выраженная приуроченность к слабо метаморфизованным протерозойским осадочным толщам, отсутствие прямой генетической связи с магматическими образованиями, повышенная крупность золота при низких содержаниях его в рудных телах, ничтожные содержания сульфидов в кварцевых жилах, а также более древний возраст по сравнению с кембрийскими осадочными толщами. Золото-медно-полиметаллические и прочие формации, характеризующиеся повышенным содержанием сульфидов в кварцевых жилах, формировались в основном в палеозое и генетически связаны с каледонским магматизмом. Последнее подтверждается золотоносностью скарнов, развитых на контакте каледонских интрузий диоритов и гранитоидов с вмещающими известняками, а также тесной временной и пространственной связью золотого оруденения и этих магматических образований.

В заключение следует отметить, что к настоящему времени в Прибайкалье пока не выявлено ни одного коренного и россыпного месторождения, пригодного для промышленной эксплуатации. В установленных золотоносных россыпях и коренных месторождениях содержания золота, как правило, бедные, а запасы его ограничены. Вместе с тем общие геологические предпосылки свидетельствуют о возможном наличии в районе коренных промышленных месторождений золота. Не исключена также возможность обнаружения и промышленных золотоносных россыпей. Наиболее перспективен в этом отношении район Северо-Западного (бассейны рек Кургин, Сармы, Онгурен и др.) и частично Западного Прибайкалья, где в слабометаморфизованных протерозойских толщах широко развиты золотоносные кварцевые жилы малосульфидной формации — основной коренной источник золотоносных россыпей. Но как самостоятельный коренный объект золотодобычи эти кварцевые жилы ввиду убогого содержания в них золота не представляют интереса.

Наиболее перспективны на выявление коренных месторождений золота рудопроявления золото-медно-полиметаллической формации (типа Чипчиконского) Северо-Западного Прибайкалья (Намаминской металлогенической зоны). Месторождения этого типа, играя ограниченную роль в формировании золотоносных россыпей и имея в общем небольшие запасы золота, вполне могут содержать повышенные локальные его концентрации, рентабельные для эксплуатации, особенно при комплексной переработке руд.

Достаточно перспективны на выявление коренных месторождений золота, как показали результаты последних работ в соседнем Ленском золотоносном районе, также зоны пиритовой или пирит-пиррогиновой

минерализации, развитые в местах повышенного расщепления среди протерозойских слабометаморфизованных осадочных или вулканогенно-осадочных толщ (Северо-Западное и Западное Прибайкалье). Месторождения этого типа могут характеризоваться крупными размерами и в общем невысокими, но довольно выдержанными, устойчивыми содержаниями и, что весьма существенно, значительными запасами золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин. Геология и закономерности размещения золото-медно-полиметаллических месторождений Северо-Восточного Прибайкалья.— Сб. «Материалы по геологии и минералогии рудных месторождений СССР». Л., 1964.
 2. В. А. Буряк. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье). ДАН СССР, т. 163, № 2, 1965.
 3. Д. К. Загебарт, А. Г. Шпилько. Некоторые закономерности распределения золотых месторождений Байкало-Витимо-Патомского нагорья.— Сб. «Материалы по геологии золота и платины», вып. 6, 1948.
 4. Р. М. Константинов. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд. АН СССР, 1963.
 5. Л. Г. Котельников. Коренное месторождение золота на о. Ольхоне и генезис бурожелезняковых и марганцевых руд Ольхонского края.— Изв. АН СССР, серия VII, вып. 2—3, 1934.
 6. А. Ф. Лн. Теллурические минералы в Северо-Восточном Прибайкалье.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, серия II, вып. 86, 1957.
 7. В. А. Обручев. Избранные труды, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
 8. В. И. Соболевский. Теллуриды с золотом из россыпей кл. Красного.— Сов. геология, 1939, № 4—5.
 9. П. М. Хренов, Н. И. Рафьенко. Некоторые вопросы металлогении редких металлов Северо-Западного Забайкалья.— Тр. 1-го совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск, 1958.
-

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

В. И. БАЖЕНОВ, Г. В. ШУБИН

Одной из основных задач этой работы является обобщение огромного фактического материала, накопившегося в результате многолетних эксплуатационных и разведочных работ, с целью выявления основных закономерностей локализации золотоносных кварцевых жил в пределах рудных полей и рудных столбов в пределах жил, установление генетической связи оруденения с магматическими комплексами и др.

Изучение этих вопросов имеет не только теоретическое, но и исключительно важное практическое значение. Только на основе данных об этих закономерностях может быть дана прогнозная оценка как рудного поля в целом, так и отдельных его участков и кварцевых жил.

В данной работе делается попытка дать такие выводы по районам Кузнецкого Алатау и Забайкалья.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Золоторудные месторождения Саяно-Алтайской области относятся к различным генетическим типам. Наиболее многочисленны золоторудные месторождения золото-кварцевого типа, представленные многочисленными и разнообразными кварцевыми телами. Все известные в настоящее время промышленные месторождения золота генетически связаны с мартайгинским магматическим комплексом нижнепалеозойского возраста. В пользу этого свидетельствует постоянная тесная пространственная и временная связь золотого оруденения с интрузивными телами этого комплекса (Коммунар, Сарала, Центральный, Бериккуль, Балахтино и др.). Значительно меньшие концентрации золота генетически связаны с интрузиями кийского магматического комплекса среднепалеозойского возраста, сложенного породами пестрого петрографического состава: габбро, габбро-пироксениты, нормальные и нефелиновые сиениты и породы ийолит-уртитового ряда [7].

Достоверная связь золото-кварцевых жил с породами кийского комплекса устанавливается нечасто. Она отмечается, в частности, для района Ударного прииска, а также для участка, расположенного к югу от Гавриловского месторождения и др. В этих случаях слабозолотоносные кварцевые жилы залегают в щелочных интрузивных породах кийского комплекса.

Незначительную роль, по-видимому, играют золоторудные месторождения более молодого, точнее неизвестного возраста (например, рудопроявление Забытое и Кундатское золото-шеелитовое месторождение). О их более молодом возрасте говорят характерные для них необычные минеральные ассоциации. Рудопроявление Забытое представляет собой мелкие трубообразные залежи кварца с примесью пирита, золота и киновари [6]. Распределение золота крайне неравномерное, кустовое. Для кварцевых жил Кундатского золото-шеелитового месторождения характерна тесная парагенетическая ассоциация золота с шеелитом и антимонитом. Привлекая во внимание парагенетическую связь золота с типичными низкотемпературными минералами (киноварь и антимонит), можно рассматривать эти рудопроявления как близповерхностные образования.

Золоторудные кварцевые жилы разнообразны по минералогическому составу. Среди них А. Я. Булыничков [4] выделяет ряд золоторудных формаций. Промышленные месторождения относятся к числу жил золото-пирит-арсениопиритовой и золото-полиметаллической формации. Кварцевые жилы других рудных формаций имеют подчиненное значение.

Другому генетическому типу месторождений золота принадлежат контактово-метасоматические месторождения Кузнецкого Алатау (Ольгинское, Натальевское, Калностровское, Майское и др.). Они представлены залежами различных по составу скарнов: гранатовых, пироксеновых, магнетитовых, волластонитовых, тремолитовых и др. Скарны содержат золото-сульфидную минерализацию. Особенно богатой и разнообразной сульфидной минерализацией отличаются руды Натальевского месторождения, где местами отмечается богатое медно-висмутное оруденение. Золото в скарнах, как правило, крупное, распределено крайне неравномерно. Генетическая связь оруденения с магматической деятельностью устанавливается четко на основании пространственной связи золотоносных скарнов с эндо- и экзоконтактами интрузивных тел. Поэтому можно считать, что, по-видимому, проявления золота контактово-метасоматического типа генетически связаны с мартайгинским магматическим комплексом, хотя существует мнение о связи Натальевского месторождения с основными интрузиями кийского комплекса девонского возраста [5].

Значительно реже встречается рудопроявление золота вкрапленного типа, представленные зонами сульфидной минерализации с убогим содержанием золота. Такие рудопроявления известны в Балахчинском районе [11], но промышленного значения они не имеют.

Обширные материалы разведочных и эксплуатационных работ на различных золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау позволили установить ведущую роль структурного контроля в распределении золоторудных кварцевых жил в пределах рудного поля и распределении золота в пределах кварцевых жил.

Правильное определение возрастных взаимоотношений даек изверженных пород и золоторудных кварцевых жил позволяет более точно установить время развития гидротермального процесса рудообразования в общем магматическом процессе. Существующие по этому вопросу точки зрения противоречивы. Одни исследователи (Ф. И. Вольфсон и др.) считают, что внедрение даек происходит в дорудную или же в интратрудную эпоху. Послерудные же дайки, по их мнению, связаны с более поздним тектономагматическим циклом и являются наложенными на ранее сформированную структуру рудного поля. Имеется и другая точка зрения, согласно которой в рудных полях наряду с дорудными могут существовать интратрудные и пострудные дайки [1].

Жильные породы золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау можно разделить на две группы. К первой относятся дайки кислого состава:

пегматиты, аплиты, аплитопегматиты. Ко второй группе жильных образований можно отнести дайки диабазов, диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов, микродиоритов, спессартитов, порфиритов и др. Породы первой группы — явно дорудные образования. Они обычно пересечены кварцевыми жилами и подвержены типичным гидротермальным изменениям. Значительно сложнее обстоит дело с дайками основного состава. Во многих месторождениях (Сарала, Центральный, Берикуль, Комсомольск) эти дайки пересекают золото-кварцевые жилы, благодаря чему создается впечатление об их послерудном возрасте. Однако подобные соотношения не отражают действительной последовательности геологических событий. На некоторых интервалах наблюдается пересечение даек кварцевыми жилами или прожилками. Кроме того, основные дайки вблизи пересечения с кварцевыми жилами несут следы гидротермального метаморфизма руд. Характерно отсутствие контактового метаморфизма руд в контакте с основными дайками. На этих основаниях можно рассматривать дайки основного состава как дорудные образования. Тем не менее несомненно пострудный возраст имеют некоторые дайки Саралинского рудного поля. Они не пересекаются кварцевыми жилами и прожилками. Гидротермальный метаморфизм этих даек вблизи кварцевых жил также не наблюдается. С другой стороны, руды в контакте с такими пострудными дайками подвергаются контактовому метаморфизму [8]. Внедрение пострудных даек связано, по-видимому, с наложением более позднего тектономагматического цикла.

Как уже отмечалось, характерной особенностью золоторудных полей Кузнецкого Алатау является их тесная пространственная связь с интрузивными телами материнских магматических комплексов. Некоторые из них целиком залегают в пределах интрузивных массивов (Центральное, Комсомольское, Федотовское и Балахчинское рудные поля).

Основным структурным элементом, с которым связывается локализация золоторудных кварцевых жил этого типа, являются трещины отдельности интрузивных пород.

Кварцевые жилы приурочиваются как к системам эндокинетической, так и к системам экзокинетической трещиноватости. Характерно, что развитие различных систем трещин внутри интрузивного массива отличается пространственной неравномерностью. Поэтому в различных частях рудного поля направление кварцевых жил нередко различное. Заложение рудовмещающих трещин и их подновление приурочено к предрудному периоду развития структуры рудного поля и связано с тектоническими движениями по крупным региональным структурам. При этом не происходит образования новых систем трещиноватости горных пород. Тектонические усилия обычно разрешаются путем подвижек по ранее существовавшим системам эндо- и экзокинетической трещиноватости горных пород. В результате изменения плана деформации в различные эпохи нередко имеет место трансформация трещин — эндокинетические трещины отрыва в предрудный период приоткрываются как трещины скалывания, приобретая характерные признаки последних; с другой стороны, ранее существовавшие трещины скалывания в предрудный период приоткрываются как трещины отрыва. Это явление в определенной степени усложняет морфологию кварцевых жил и затрудняет тектонический анализ структуры рудного поля.

Взаимоотношения дизъюнктивных нарушений с золоторудными кварцевыми жилами свидетельствуют о том, что основные структуры рудных полей формируются в дорудную и, в меньшей мере, в интравудную эпоху. Пострудная тектоника изученных месторождений выражена очень слабо — небольшое количество мелких разрывных нарушений, усложняющих мор-

фологию рудных тел, но не оказывающих существенного влияния на структуру рудного поля. Нередки мелкие вдольжильные подвижки, приводящие к некоторому раздроблению жильного кварца и сульфидов.

Распределение золота в кварцевых жилах крайне неравномерно. Обогащенные участки имеют форму рудных столбов различных размеров. Судя по условиям локализации обогащенных участков на некоторых из рудных полей, они тесно связаны с участками и зонами повышенной трещиноватости. Для некоторых жил устанавливается четкая корреляционная зависимость между удельной трещиноватостью горных пород и мощностью жилы и содержанием в ней золота. Такие зоны повышенной трещиноватости проявляются самостоятельно (Центральное рудное поле) или сопровождают разрывные нарушения (Комсомольское рудное поле). Поэтому пространственное расположение рудных столбов в пределах кварцевых жил определяется расположением линии пересечения плоскости жилы с зоной повышенной трещиноватости горных пород.

Другой тип рудных столбов находится в пределах Саралинского рудного поля. Здесь устанавливается отчетливый литологический контроль в распределении золота в кварцевых жилах, залегающих среди пород сложной по составу эффузивно-осадочной толщи [2]. Обогащенные золотом участки располагаются в тех частях жильных трещин, которые залегают в контакте с углистыми и углисто-глинистыми сланцами, игравшими роль осадителей золота из рудоносных растворов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ, СТРУКТУРЫ, ЗОНАЛЬНОСТИ И УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Из месторождений золота в пределах Центрального Забайкалья следует отметить Илинское, Дыбыжсинское и Любавинское.

Геологическое строение и металлогеническая специализация золото-рудных месторождений тесно связаны с историей Даурской структурно-фациальной зоны Центрального Забайкалья.

В структурном отношении описываемые месторождения приурочены к зонам повышенной трещиноватости близширотного простирания, которые можно рассматривать в качестве вестников на поверхности разломов глубинного заложения, проявившихся в верхах палеозоя — низах мезозоя и сохранивших свою мобильность в течение всего мезозойского времени. Развитие отмеченных глубинных разломов обусловило сложное структурное строение рудных полей [11, 12].

Тектоническая эволюция описываемых месторождений распадается на два главных тектономагматических этапа. Первый этап, отражающий геосинклинальный период развития определенной части региона, характеризовался накоплением, метаморфизацией, пликативными дислокациями осадочных пород (Любавинского месторождения), формированием зон повышенной трещиноватости и становлением гранитоидов кыринского комплекса. Второй этап, отражающий континентальный период развития региона, характеризовался развитием Даурского сводового поднятия, заложением и развитием Алтано-Кыра-Бырдзинской депрессии (район Любавинского месторождения), излиянием эффузивов, становлением верхнеюрских малых интрузий (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, диориты, диорит-порфиры и лампрофиры с эволюцией магмы от кислой к основной), формированием различных по положению и времени проявления трещинных и блоковых систем, развитием кварцево-золото-полиметаллической минерализации [3].

Магматизм позднемезозойского этапа развития региона характеризуется близостью времени образования интрузивных комплексов и эффузивных серий, что позволяет рассматривать их как сложную «вулcano-плутоническую» ассоциацию [14] с очевидными признаками генетического единства (единый тектономагматический цикл, единые структурные условия распространения, родственные петрографические, петрохимические и металлогенические признаки), а золотое оруденение — как следствие его проявления. Это, в условиях Центрального Забайкалья, позволяет намного расширить поисковые критерии для обнаружения золотооруденения.

Интрузивные тела и рудные месторождения парагенетически тесно связаны, это производные единого глубинного магматического очага [13]. Пространственная позиция интрузий эффузивов и образовавшихся позже месторождений зависит от определенных структурных элементов.

Результаты обработки фактического материала по трещинной тектонике Илинского рудного поля говорят о том, что золотооруденение приурочено к четырем структурным элементам: 1) к участкам сопряжения двух систем трещинных зон северо-восточного и северо-западного простирания, 2) к местам ограничения рудоносных прожилков тектонической глиной зон смятия, 3) к дайкам кварцевых порфиров (вдоль даек), 4) к системе оперяющих трещин субмеридионального направления [11, 12].

Характер трещиноватости с глубиной сохраняется, поэтому можно говорить о наличии рудных столбов, простирающихся и на более глубокие горизонты месторождения. Узлы сочленения зон отмеченных систем трещин могут располагаться на разных гипсометрических уровнях, обуславливая ярусное размещение приуроченных к этим узлам рудных столбов.

Ввиду недостаточного вскрытия на глубину рудных тел подземными горными выработками мы, на данном этапе изученности Любавинского месторождения, не можем говорить о закономерностях распределения промышленного (в пересчете содержания на мощность) оруденения в плоско-

Типы (формации) золоторудных месторождений Центрального Забайкалья

Типы	Подтипы	Продуктивные ассоциации	Околорудные изменения
Золото-мышьяковый (Любавинское)	а) арсенопиритовый, б) кварцево-молибденит-халькопиритовый (полисульфидный)	Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, антимонит, халькопирит, пирротин, тетраэдрит, молибденит	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация
Золото-висмутовый (Дыбкисинское)	Кварцево-молибденит-висмутинный	Молибденит, арсенопирит, халькопирит, висмутин	Турмалинизация, актинолитизация, альбитизация, апатитизация, флогопитизация
Золото-мышьяковый (Илинское)	а) кварцево-серицит-турмалин-пиритовый б) кварцево-арсенопиритовый в) кварцево-карбонат-молибденитовый (полисульфидный)	Пирит, арсенопирит, тетраэдрит, сфалерит, галенит, молибденит	Турмалинизация, серицитизация, окварцевание, хлоритизация

сти жил. Целесообразно в настоящее время пользоваться закономерностями поведения общего оруденения (постоянно продуктивные минеральные ассоциации), которое в плоскости жил дает четкий контур с определенным склонением. В пределах последнего отмечается выдержанность среднего содержания золота и мощности жилы, что имеет важное значение в определении экономичности разведочных и эксплуатационных работ.

Обогащенные золотом участки кварцевых жил на Любавинском месторождении возникают: 1) в местах пересечения структур с различными элементами залегания; 2) в структурах ступенчатого характера и типа «диэдр»; 3) в участках флексурного искривления кварцевых жил; 4) в местах изменения угла падения жил, а также путем экранизации рудоносных растворов дорудными тектоническими трещинами.

Анализ обширного геологического материала по золоторудным месторождениям Центрального Забайкалья позволяет выделить типы (формации) золоторудных месторождений региона (см. таблицу). Мы должны отметить: а) ранее неизвестную в Центральном Забайкалье золото-висмутовую формацию с присущей ей минеральной ассоциацией и околорудными изменениями; б) связь между тремя выделенными формациями золоторудных месторождений через их подтипы, обусловленную единым непрерывно-прерывистым процессом рудообразования в верхнеюрское время.

На основании результатов изучения описываемых рудных полей можно выделить два типа зональности [9]: горизонтальную и вертикальную, выраженных в виде смены в пространстве минеральных ассоциаций. Подробная характеристика зональности Любавинского месторождения дана в следующей статье (см. стр. 48—64).

ЛИТЕРАТУРА

1. Х. М. Абдуллаев. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1958.
2. В. И. Баженов. Влияние вмещающих пород на локализацию рудных столбов в Саралинском рудном поле.— Геол. и геофиз., 1960, № 5.
3. Н. Н. Биндеман. Роль структурных факторов в размещении гидротермальных месторождений в южной части Даурской мобильной зоны (Центральное Забайкалье).— Тез. докл. 2-й науч. конф. геол. секции. Забайкальский отдел Географ. об-ва СССР, Чита, 1965.
4. А. Я. Булытников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, изд. Томск. ун-та, 1948.
5. Б. Д. Васильев. К геологии и металлоносности скарнов района Большой Натальевки.— Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 120, 1961.
6. В. А. Врублевский, Н. К. Гедройц. Трубочатые золоторудные кварцевые тела одного из районов Кузнецкого Алатау.— Бюлл. научн.-техн. информ. ЦНИИОлово, 1961, № 4.
7. М. П. Кортусов. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау).— Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири». Томск, 1962.
8. А. М. Новоселов. Роль протеробазовой магмы в метаморфизме золоторудных месторождений Саралы.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 3.
9. Д. О. Онтеев. О соотношении различных типов гипогенной зональности в некоторых редкометалльных месторождениях Восточного Забайкалья.— Матер. конф. «Проблемы постагматического рудообразования». Прага, 1963.
10. Н. А. Фогельман, А. Е. Шабаловский. Геология и металлогения Коммунарско-Балахчинского золоторудного района на восточном склоне Кузнецкого Алатау.— Тр. НИГРИЗолото, т. 6, вып. 24, 1957.
11. Г. В. Шубин. Структура Илинского золоторудного месторождения.— Изв. вузов, Геология и разведка, № 11, 1961.
12. Г. В. Шубин. Процессы гидротермальных изменений и рудоотложения на Дыбкынском месторождении золота (Восточное Забайкалье) — «Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1963.
13. Г. В. Шубин. Соотношение золотого оруденения и малых интрузий на примере Илинского месторождения (Восточное Забайкалье).— Изв. вузов, Геология и разведка, № 9, 1964.
14. Д. И. Шевцов. К вопросу о металлогении золота в Восточном Забайкалье.— «Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1963.

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ И ГЕНЕЗИС РУД ЛЮБАВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Г. В. ШУБИН, С. А. ЧУБАРОВ, А. В. МАЦЮШЕВСКИЙ, А. И. ВОЛКОВА

Геологическое строение и металлогеническая специализация района Любавинского месторождения тесно связаны с историей развития юго-западной части Монголо-Охотской мезозойской складчатой области. Район, по-видимому, входит в Аленгуй-Уровский золото-молибденовый пояс [14], являясь его продолжением к западу от Агинского плато. Он располагается в южной части Даурской структурно-фациальной зоны [28, 20].

Не умаляя значения достигнутых успехов в изучении геологии месторождения такими исследователями, как А. П. Герасимов [10], В. А. Обручев [21], Л. Б. Сандомирский, В. Г. Списовский, И. М. Эпов, В. Н. Бусыгин, В. В. Нечепарев, В. К. Бенкалюк, М. П. Кожевин, Н. Н. Биндеман [2, 3, 4] и геологами рудника Р. А. Аутиной, О. В. Наделяевым, А. Г. Сидоровым, Л. Т. Емельяновой и др., следует отметить, что до последнего времени остаются недостаточно изученными некоторые вопросы, касающиеся геологии, минералогии, петрографии, структуры, условий и характера локализации оруденения на месторождении.

Трест «Забайкалзолото» поручил в 1962 г. отряду Томского политехнического института под руководством Г. В. Шубина заняться детальным изучением Любавинского месторождения. Некоторые итоги этих исследований освещаются в настоящей работе.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Тектоническое развитие Любавинского месторождения начинается в пермское время, когда Даурская зона являлась частью крупного прогиба миогеосинклинального типа, который В. С. Кормилицин и др. [15] рассматривают как тектоническое подразделение второго порядка, именуемое Верхне-Ойонской структурно-фациальной зоной.

В результате поздневарисской складчатости пермские отложения, представленные песчанико-алевролитовыми толщами, были сильно дислоцированы, что привело к широкому развитию отчетливо выраженных пликтивных структур. С пликтивными дислокациями тесно связано образование сланцеватости, которая, по данным массовых замеров (около 1234), имеет простигание 260° с падением преимущественно на юг под углом $50-70^\circ$ и в основном совпадает со слоистостью песчанико-алевролитовой толщ. Судя по совпадению сланцеватости с плоскостями напластования,

она относится к категории сланцеватости-слоистости [12] и развивается, как это свойственно подобным структурам, в наиболее ранний период в результате процессов складкообразования. Положение поверхностей сланцеватости определило в дальнейшем развитие крупных нарушений, которые были использованы интрузивными образованиями.

К завершению складчатости в районе наметились проявление Любавинского разлома глубинного заложения, что выразилось в раскалывании пород пермской толщи по сланцеватости и развитию интенсивной трещиноватости широтного простирания, повторяющей элементы залегания сланцеватости. По мнению И. Н. Томсона [30], Е. А. Радкевич и др. [27, 13, 16, 33], данную зону трещиноватости следует рассматривать как проявление на поверхности глубинного разлома, являющегося, как считают Л. А. Мастюлин и Ю. А. Зорин [20], возможным оперением глубинного регионального разлома (Витимо-Ононского или Онон-Туринского регионального шва, по Н. А. Фогельман [33]), отделяющего с запада Агинское поднятие от Даурской структурной зоны. Последнюю Н. А. Фогельман [33] рассматривает как мобильное шовное поднятие, возникшее в результате формирования Витимо-Ононского регионального шва (рис. 1).

Любавинский разлом, кроме повышенной трещиноватости, характеризуется поясом сгущения даек изверженных пород широтного простирания, протягивающегося на десятки километров, сосредоточением штокообразных магматических тел в форме цепочки широтного направления и рудной минерализации в форме рудных узлов, расположенных вдоль этого разлома и следующих один за другим (рис. 2). Все эти обстоятельства согласуются полностью с представлениями М. И. Ицксона, Ю. В. Казичина и А. В. Пейве [23] о природе разрывных нарушений глубинного заложения.

Возникновение вышеописанных пликативных структур было связано, как предполагает Н. Н. Биндеман [4], с надвигом силуро-девонской метаморфизованной толщи на пермские песчанико-сланцевые отложения (рис. 3). Не исключена возможность, что проявление надвиговых дислокаций в районе Любавинского месторождения связано с развитием глубинных разломов, заложившихся в верхнем палеозое — низах мезозоя и сохранивших свою мобильность в течение всего мезозойского времени.

В процессе развития вышеуказанного разлома глубинного заложения происходило формирование широтных, северо-восточных и северо-западных структур, которые влияли на размещение магматических масс в триа-

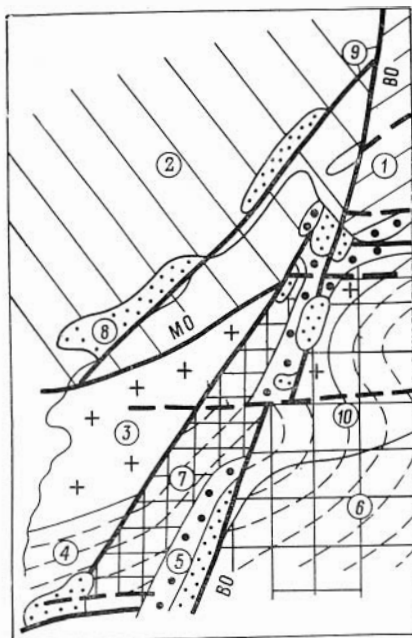


Рис. 1. Схематическое расположение глубинных разломов в районе (по Н. А. Фогельман [33]).

1 — область протерозойской складчатости; 2 — область байкальской складчатости; 3 — область среднепалеозойской складчатости; 4 — область верхнепалеозойской складчатости; 5 — зоны развития приразломных прогибов ($T_2 - I_2 - 3$) и эффузивного магматизма (I_3); 6 — Агинское поднятие; 7 — Даурская мобильная зона; 8 — впадины забайкальского типа, выполненные континентальными отложениями верхней юры — нижнего мела; 9 — региональные структурные швы Монголо-Охотский (МО), Витимо-Ононский (ВО); 10 — скрытые разломы фундамента.

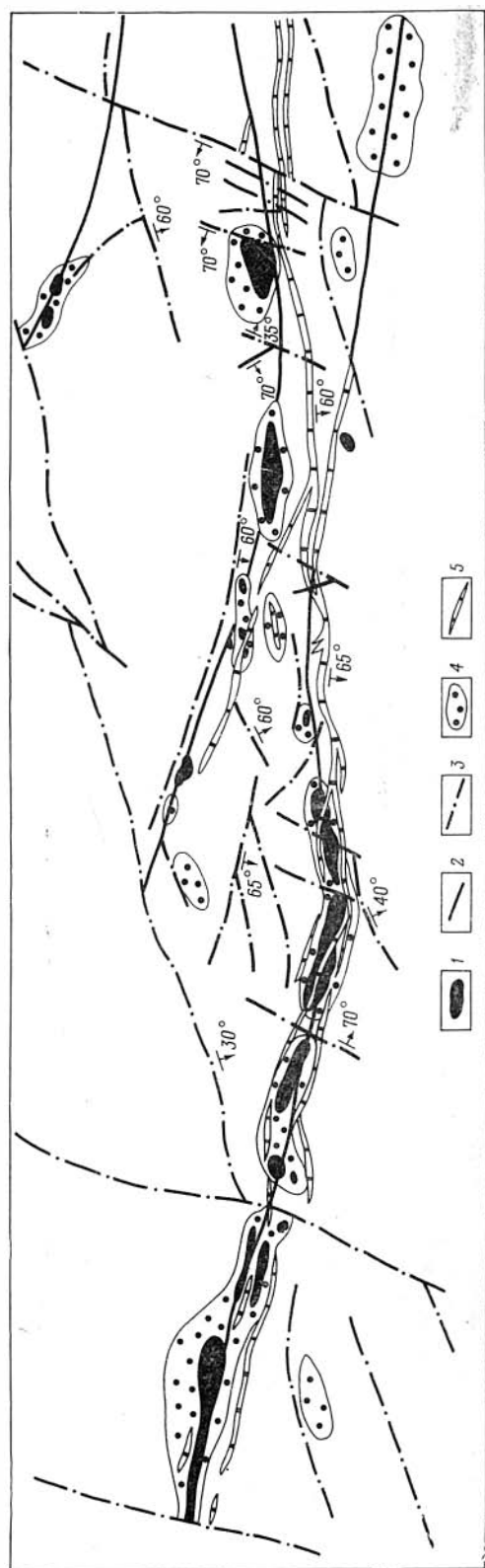


Рис. 2. Схема основных тектонических структур месторождения (составлена с использованием геофизических данных В. М. Квятковского). 1 — штоки гранитоидов; 2—3 — тектонические нарушения (2 — структуры, определяющие пространственное распределение интрузивных образований); 4 — ореолы окварцевания; 5 — дайковые тела гранит-порфиров.

се. Характер широтных структур, их морфологические особенности определяются той сланцеватостью, которую эти структуры унаследовали при продолжавшемся развитии разлома. В результате эти структуры представляют собой зоны повышенной трещиноватости. Что касается северо-западных и северо-восточных структур, то их первоначальный характер восстановить практически невозможно и судить об их морфологических особенностях мы можем только по характеру тех магматических образований, которые следовали им. В пределах месторождения отчетливо намечаются сближенные северо-западные кулисорасполагающиеся структуры, явившиеся основным элементом в распределении магматических образований (см. рис. 2). О нарушениях подобного типа имеются указания в [4] и [17].

Продолжавшееся тектоническое развитие района, выразившееся в складчатости и наличии живущих разломов глубинного заложения, явилось благоприятным условием для становления гранитоидных интрузий Кыринского комплекса (191 млн. лет [18]), проявившегося на месторождении в виде отчетливо вытянутых в широтном направлении штоков неправильных очертаний, обусловленных незначительным проникновением магматических масс в ослабленные зоны северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания. По мнению В. С. Кормилицина [15], становление Кыринского комплекса было связано с магматической деятельностью периода замыкания Верхне-Ононского вторичного прогиба.

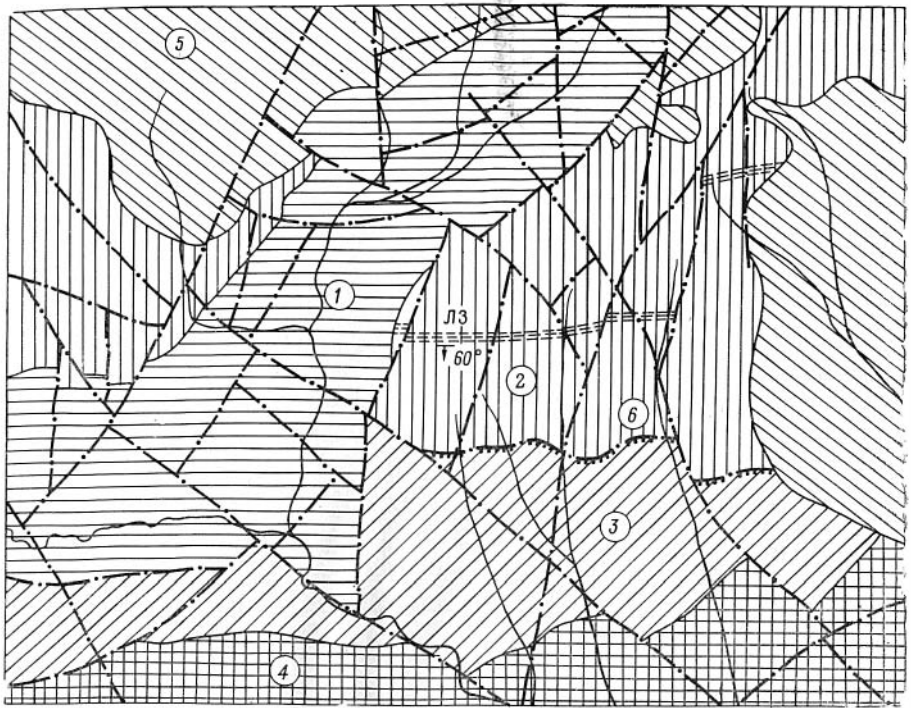


Рис. 3. Схематическое геолого-структурное строение района Алтано-Кыра-Бырцинской депрессии (по данным Н. Н. Биндемана).

1 — Алтано-Кыра-Бырцинская депрессия, выполненная пермскими и меловыми отложениями; 2 — пермские отложения; 3 — девонские отложения; 4 — силурийские отложения; 5 — триасовые граниты и гранодиориты; 6 — надвиги; ЛЗ — Любавинская рудная зона.

Описанные процессы свидетельствуют о том, что район к мезозойскому времени вступил в новую стадию активной тектонической жизни в континентальных условиях. Существовавшие тангенциальные усилия в ряде случаев сменились вертикальными движениями, связанными со сводовым поднятием региона.

Основные структуры мезозойского сводового развития были отмечены в Забайкалье Г. В. Павловским [24], выделившим, в частности, Даурское сводовое поднятие, наложившее большой отпечаток на тектонический рисунок данной части района. Мы склонны рассматривать это сводовое поднятие как частный тектонический элемент крупного тектонического Тувинско-Джугджурского глыбового поднятия, характеризующегося интенсивными резко дифференцированными глыбовыми движениями, образованиями Байкальских и Забайкальских приразломных и межгорных прогибов и впадин юрско-мелового и кайнозойского возраста, вулканизмом как в мезозойскую, так и кайнозойскую эру [5].

В процессе развития Даурского поднятия в конце средней и начале верхней юры имела место активизация древних глубинных разломов, сопровождавшаяся поднятием одних и опусканием других блоков земной коры. Как считает Н. Н. Биндеман [2], в районе месторождения можно выделить как отрицательные (Алтано-Кыра-Бырцинская депрессия), так и положительные (блок Любавинского рудного поля и др.) структуры, в формировании которых большую роль сыграли древние крупные разломы близширотного и северо-восточного простирания (см. рис. 3).

Элементы дезъюнктивной тектоники

Этапы развития	Просириание	Падение	Характер выполнения	Направление главных деформаций	Характер перемещения
Додайковский	270 55 330 0—20	65° Ю 50 ÷ 65° ЮВ 60° ЮЗ 60° З, СЗ	Выполнение дайками гранит-порфиров и диорит-порфиритов	Меридиональное растяжение	
Дорудный	60 10—55 270 310—350 310—350 270—290 310—340 30	70 ÷ 80° ЮВ 65° СЗ 30 ÷ 35° СВ 80 ÷ 85° СВ 65 ÷ 85° ЮЗ 60° СВ 40 ÷ 45° СВ 20 ÷ 35° СЗ	Выполнялись минеральными образованиями аренодиоритовой и кварцевой стадий с последующим наложением продуктивной рудной минерализации	Меридиональное сжатие	Взбросы, сдвиги и выбросо-сдвиги
Внутри-рудный	ранние	35—45 360 50 35	Выполнены минеральными образованиями кварц-сульфидной и золото-сульфидной стадий рудного процесса	Близширотное растяжение	Сбросы
	поздние	40—30 35—45 30—50	Выполнены минеральными образованиями карбонатной стадии рудного процесса	Северо-западное сжатие	Взбросо-сдвиги
Послерудный	60—80 30 330—270 360 350	40 ÷ 65° СЗ 65 ÷ 85° СЗ 35° СВ 65° В 60° СЗ		Северо-западное растяжение	Сбросо-сдвиги, сбросы

Приподнятые участки, сложенные докембрийскими осадочными и триасовыми интрузивными породами, представляли собой область денудации.

Развитие отрицательных и положительных структурных форм, связанных с вертикальными перемещениями, естественно, сопровождалось и явлениями тангенциального растяжения, особенно в положительных структурных элементах, что приводило не только к активизации ранних, но и к возникновению новых трещинных структур, которые в дальнейшем были использованы верхнеюрскими интрузивными образованиями (см. таблицу).

Незамедлительным средством активизации тектонических процессов явилось излияние и заполнение депрессии эффузивами (андезитами, андезито-дацитами), а также развитие серии дайковых пород, рассматриваемых в настоящее время как комплекс верхнеюрских малых интрузий (гранит-порфиры, диорит-порфириты). Магматизм позднекембрийского этапа характеризуется сближенностью во времени интрузивных комплексов и эффузивных серий, что является характерным признаком глыбовых зон [34, 35, 19].

К началу следующего этапа развития Любавинского месторождения малые интрузии представляли полностью консолидированные тела. Наличие их совместно с гранитоидными штоками обусловило резко выраженную механическую неоднородность всего рудного поля. Эта неоднородность оказала существенное влияние на характер, форму и пространственное положение последующих тектонических нарушений, возникновение и развитие которых было тесно связано с продолжавшимся формированием депрессии и ее бортовых частей.

Излияние эффузивов, образование дайковых пород, очевидно, оказало большое влияние на дальнейшее развитие депрессии, что выразилось в проседании данного участка литосферы. О возможности такого момента в формировании Алтано-Кыра-Бырцинской депрессии говорят исследования В. С. Хромовских [36], который, анализируя количественные, пространственные и временные связи между мезокайнозойскими впадинами Забайкалья и извержениями глубинных расплавов, пришел к выводу о приуроченности «коренных систем» депрессий к магматическим очагам.

Начавшийся новый период развития района в послеверхнеюрское время выразился в интенсивной активизации тектонической жизни Алтано-Кыра-Бырцинской депрессии, приведшей, как указывает В. В. Старченко [28], к значительной дислокации отложений верхней юры в ее бортах, к образованию блоковых структур, которые особенно отчетливо проявились с нижнемелового времени [1].

В этот же период происходило подновление старых, возникновение и развитие новых трещинных систем, сыгравших основную роль в распределении гидротермальной минерализации на Любавинском месторождении. Среди этих нарушений можно выделить: 1) дорудные, 2) внутрирудные и 3) послерудные (см. таблицу).

Образование дорудных нарушений шло как путем подновления древних структур, так и путем возникновения новых трещинных систем при меридиональных сжимающих усилиях в направлении, согласно перемещениям, с юга на север. В морфологическом отношении дорудные системы трещин характеризуются большой протяженностью и выдержанностью по простиранию и нередко на глубину, наличием зеркал скольжения и глинок трения, зон брекчирования и милонитизации, экранированием кварцевых жил, проникновением последних в эти нарушения в виде хорошо выраженных прожилков, не имеющих тектонических признаков растирания и дробления в местах сочленения кварцевых жил с данными нарушениями, выдержанностью мощностей и наличием оперяющих трещин.

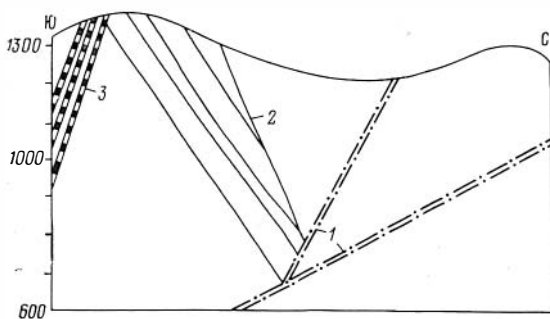


Рис. 4. Возможная схема взаимоотношений рудопродвоящей и локализирующих оруденение структур (в разрезе).

1 — рудоподводящая структура; 2 — локализирующая оруденение структура; 3 — дайковый пояс.

всей вероятности, генетически с ними связаны, образуя крупные структуры оперения (рис. 4). Подобная трактовка структурного рисунка месторождения позволяет расширить поисковые работы на глубину.

До начала гидротермальных процессов минерализации периода растягивающих усилий дорудные нарушения, имевшие сколовую природу, развивались как трещины отрыва с последующим их выполнением кварцево-золоторудными жилами, несущими минеральные ассоциации всех стадий рудного процесса.

Среди внутрирудных нарушений на основании их структурного положения, времени проявления и характера минерального выполнения можно выделить ранние и поздние нарушения.

Нарушения ранние, по природе своей являясь трещинами отрыва, формировались при растягивающих усилиях, направленных, согласно перемещениям, в северо-восточном и юго-западном направлениях, и выполнены минеральными ассоциациями кварцево-сульфидной и золото-сульфидной стадий рудного процесса (рис. 5). В процессе развития эти системы трещин отчетливо смещали дорудные нарушения и ранние кварцевые жилы.

Сопоставляя ряд параллельных сближенных между собой 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. 6). По-видимому, в данном случае группировка в пространстве рудных столбов отражает положение «скрытых» зон повышенной трещиноватости. На пересечении с этими зонами как жилные кварцевые тела, так и вмещающие их породы испытывали наибольшее раздробление и более интенсивно минерализовались в связи с проявлением продуктивных стадий рудного процесса, давая обогащенные золотом гнезда в местах экранизации растворов тектоническими трещинами. Примерно такая же картина отмечается в рудном поле месторождения Эльдorado в Северо-Енисейском районе [25].

Так обстоит дело с одним из типов рудных столбов, возникающих в местах пересечения двух различно ориентированных тектонических нарушений. К этому же типу можно отнести и рудные столбы, возникающие в ступенчатых структурах и структурах типа «диэдр». Последний обусловливается сочетанием дорудной близширотной трещины с двумя также дорудными нарушениями северо-западного простирания, но с противоположными азимутами падения. Наконец, рудные столбы возникают в

На основании анализа данных горных, буровых работ и геофизических исследований можно говорить о существовании к северу от рудного поля тектонических нарушений (см. рис. 2), которые можно считать долгоживущими структурами. Ряд этих тектонических зон характеризуются кварцево-карбонатной, сульфидной минерализацией и падением на юг под углом от 35° до 60° , т. е. навстречу основным дорудным нарушениям рудного поля, которые, располагаясь висячем боку этих зон, по

А					Б
Стадии	Арсенопиритовая	Кварцевая	Кварцево-сульфидная	Золото-сульфидная	Карбонатная
Минералы					
Вольфрамит	1				3
Арсенопирит	1	2		3	5
Пирит			2		
Галенит			1	2	
Сфалерит					
Антимонит				2	
Халькопирит			1	2	
Пирротин					
Тетраэдрит					
Молибденит					
Золото	1			2	
Кварц		1	2	3	4
Анкерит					5
Кальцит					
Серицит					
Хлорит					
Англезит					
Халькозин					
Кобеллин					
Гетит					
Малахит					
Пироморфит					

Рис. 5. Парагенетическая схема минералообразования (А — гипогенная, Б — гипергенная эпохи).

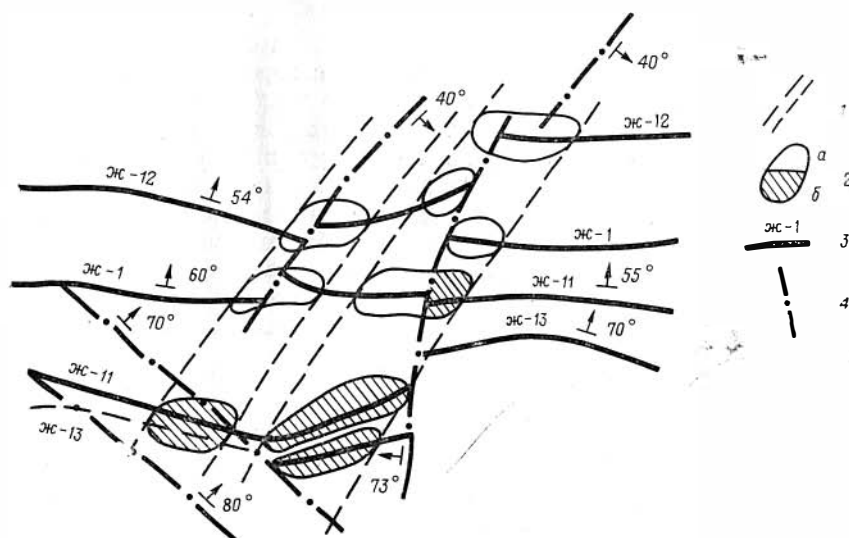


Рис. 6. Схема структур, определяющих расположение рудных столбов.

1 — зоны концентрации рудных столбов; 2 — предполагаемые (а) и имеющиеся (б) рудные столбы; 3 — кварцевые жилы; 4 — внутрирудные тектонические нарушения.

ниями, но и по ранним системам трещин, что в итоге привело к оформлению крупных тектонических зон, широко развитых на месторождении.

К концу рудного процесса благодаря действию растягивающих усилий, направленных, согласно перемещениям, с северо-запада на юго-восток, произошло образование послерудных нарушений, имеющих сколовую природу, и подновление ранних трещинных структур с некоторой дополнительной активизацией блоковых перемещений. В результате возникла серия мелкой сопряженной трещиноватости.

Во всех трещинах послерудного этапа отсутствует какая-либо минерализация, кварцевые жилы часто незначительно смещены.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивный магматизм в пределах Любавинского месторождения можно разделить на два этапа: триасовый и верхнеюрский. К представителям триасового магматизма мы относим гранитоидные штоки и связанные с ним аплиты и кварцево-полевошпатовые жилы, концентрирующиеся как в апикальных частях интрузивных тел, так и в непосредственной близости к их экзоконтактам. Петрохимическая характеристика гранитоидов дается на основании двенадцати химических анализов (рис. 8).

Среди пород, характеризующих гранитоидные штоки, можно выделить две группы. В первую группу (рис. 8, поле А) объединяются породы

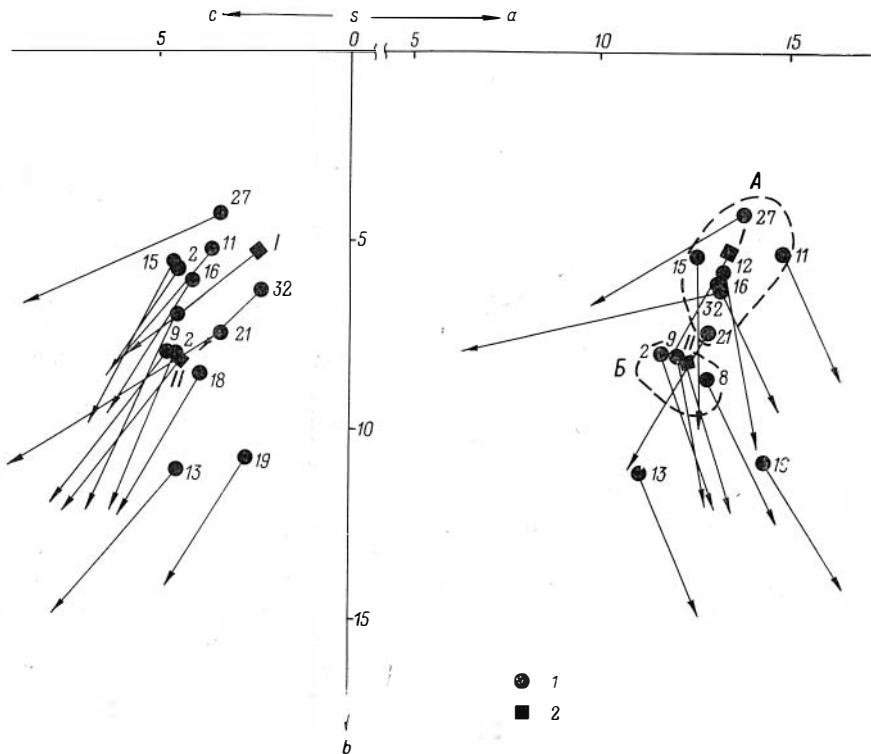


Рис. 8. Петрохимическая диаграмма пород гранитоидных штоков (по методу А. Н. Заварицкого).

А — породы глубинных, Б — апикальных частей гранитоидных штоков (1 — анализы пород месторождения; 2 — средние типы: I — гранитов, II — гранодиоритов по Дэли).

глубинных частей штоков, по основным петрохимическим характеристикам относящиеся к кислым разностям, отличающимся от среднего типа гранитов Дэли пониженным содержанием алюмосиликатов и более высоким содержанием магния и кальция. Во вторую группу (поле Б) входят породы, характеризующие апикальные части гранитоидных штоков и относящиеся к более средним разностям пород, близких к среднему типу гранодиоритов Дэли. Для пород второй группы характерно более высокое содержание кремнезема и пониженное содержание кальция.



Рис. 9. Диаграмма кислотности-щелочности для гранитоидов (Б) и дайковых пород (А) месторождения.

I — ультраосновные, II — основные, III — средние, IV — кислые.

Общим для пород обеих групп является примерно одинаковое содержание калия и натрия. Как показывает диаграмма (рис. 9) распределения интрузивных пород в зависимости от кислотности и щелочности, все породы гранитоидных штоков располагаются в поле нормальных пород и в то же время главная масса их сосредоточена на границе раздела средних и кислых разностей.

Некоторые отклонения от общих петрохимических особенностей гранитоидов у пород под номерами 13, 19, 21 и 27 объясняются явлениями автотаморфизма и окислительных изменений.

К представителям верхнеюрского магматизма относятся интрузивные образования, объединенные в комплекс малых интрузий и представленные гранит-порфирами, диорит-порфирами, лампрофирами. Как уже указывалось, гранит-порфиры образуют широкий пояс сближенных, нередко соединяющихся между собой, дайкообразных тел, в результате в плане и разрезе они представляют собой сложные по морфологии тела (рис. 10). Это свидетельствует о тесной связи размещения дайковых тел с линейно вытянутыми геологическими структурами — зоной повышенной трещиноватости и сланцеватости, элементы залегания последней нередко повторяются дайками гранит-порфиров. Что касается даек диорит-порфиров и лампрофиров, то они выполняли преимущественно структуры северо-восточного простирания.

Петрохимическая характеристика дайкового комплекса дается на основании двадцати химических анализов, сведенных на диаграмме

(рис. 11 и 9). Анализ приведенных данных позволяет выделить среди дайковых образований группу кислых и группу средних пород.

Химический состав кислых даек характеризуется повышенным непостоянным содержанием щелочей ($a = 11,2 \div 15,3$), небольшим содержанием полевошпатовой извести ($c = 1,1 \div 3,9$), повышенным содержанием алюминия и примерно одинаковым содержанием калия и натрия. Основная масса дайковых пород кислого ряда по своему петрохимическому составу близка к среднему типу кварцевых порфиров Дэли.

Группа средних пород в отличие от пород первой группы относится к нормальному ряду, характеризуется значительным колебанием содержания фемических компонентов ($b = 12,6 \div 26,2$) и кремнекислоты ($s = 65,5 \div 71,2$), высоким содержанием магния и преобладанием натрия над калием. Полевошпатовой извести в породах этой группы значительно больше, чем в группе кислых пород. Сравнение со средними типами пород Дэли (керсантитами, спессартитами и диоритами) показывает, что породы этой группы наиболее близки к диоритам и лампрофирам. Некоторые отклонения от общих петрохимических особенностей даек у пород под номерами 49, 23, 53, 60 и 54 объясняются явлениями аутометаморфизма и околорудных изменений.

По мере перехода дайковых пород Любавинского месторождения от кислых к основным наблюдаются изменения и резкие колебания петрографических и петрохимических особенностей описываемых образований, что чрезвычайно характерно для представителей малых интрузий. Как показывает вариационная кривая, снижается щелочность и повышается основность в общем процессе развития дайкового комплекса.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

При изучении месторождения нами обращалось внимание на минеральный состав, на характер минеральных ассоциаций, отражающих многостадийность процесса образования месторождения. Большое внимание уделялось также вопросу о связи различных минеральных образований со структурами месторождения. Анализировались фактические материалы, указывающие на его зональность.

По составу в пределах месторождения можно выделить следующие парагенетические минеральные ассоциации: арсенопирит-пиритовую, кварцевую с редким проявлением вольфрамита, кварцево-сульфидную, кварц-анкерит-золото-сульфидную и кварц-карбонатную. Изучение взаимоотношений вышеперечисленных ассоциаций позволило выделить для месторождения ряд стадий минерализации, определить их пространственное распределение, минеральный состав и наметить закономерности зональности рудного процесса. Под стадией мы понимаем определенный интервал рудообразующего процесса, отделенный от предшествующих и последующих интервалов тектоническими подвижками, характеризующийся качественно постоянным, количественно варьирующим минеральным комплексом [31]. Отдельные стадии характеризуются внутростадийными небольшими подвижками.

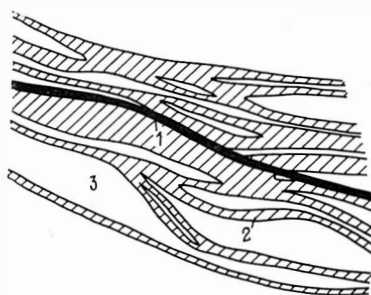


Рис. 10. Фрагмент дайкового пояса месторождения.

1 — диорит-порфиры; 2 — гранит-порфиры; 3 — сланцы.

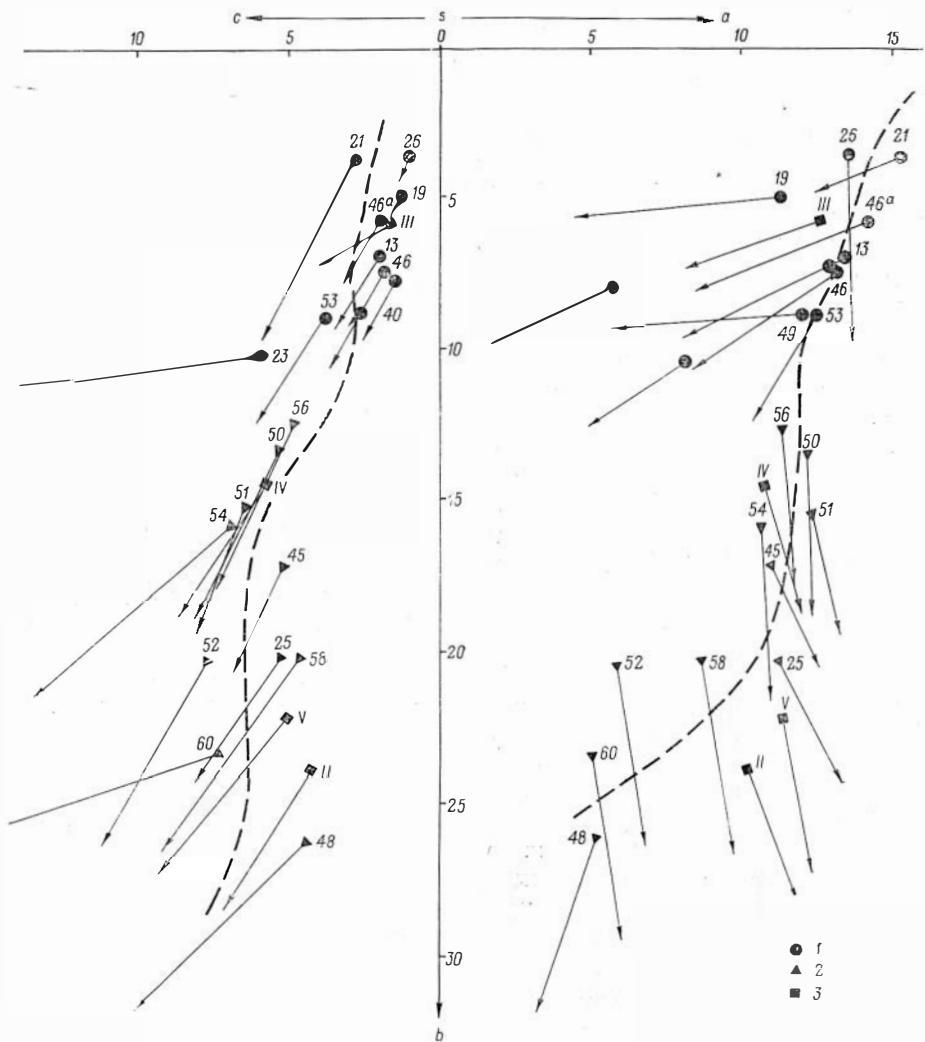


Рис. 11. Петрохимическая диаграмма дайковых пород (по методу А. Н. Заварицкого).

1—2 — анализы пород месторождений; 3 — средние типы: III — кварцевых порфиров; IV — диоритов; II, V — лампрофиров по Дэли.

Изучение продуктов отложения гидротермальных растворов дало возможность установить последовательность образования различных минералов в общем процессе и индивидуально для каждой стадии, что отражено на рис. 10. Ниже приводится краткое описание стадий в их возрастной последовательности.

Стадия арсенопиритовая, представленная арсенопиритом, реже пиритом, довольно широко развита и связана с первыми порциями гидротермальных растворов, которые, пропитывая и метасоматически замещающая зоны дорудных тектонических нарушений, отлагали во вмещающих породах и этих зонах арсенопирит. Последний проявляется в форме отдельных спорадически рассеянных правильных бипирамидальных кристалликов и их двойников прорастания размером до 1 см. С этой минера-

лизацией связано и золото, входящее в качестве дисперсной механической примеси в кристаллы арсенопирита. Обломки вмещающих пород встречаются в форме ксенолитов в кварцевых жилах последующей стадии минерализации, что позволяет однозначно выделить самостоятельную арсенопиритовую стадию. К этому надо добавить, что если проследить по простиранию ряд кварцевых жил, которые выполняли тектонические зоны, ранее минерализованные арсенопиритом данной стадии, можно видеть, как после выклинивания этих жил продолжающиеся тектонические нарушения несут арсенопиритовую минерализацию без всякой связи с жилой кварца. Следует отметить, что еще В. А. Обручев [21] указывал на возможность выделения для месторождения самостоятельной пирито-мышьяковистой субформации.

Кварцевая стадия проявилась в образовании как крупных жил, так и мелких прожилков с одновременным окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород. Кварц приурочен к круто падающим широтным и северо-западным долгоживущим дорудным структурам.

Кварцевая стадия характеризуется серым средне- или мелкозернистым кварцем, нередко имеющим друзовые пустотки, выполненные гребенчатым кварцем, иногда совместно с сульфидами более поздних стадий. Результаты просмотра большого количества кварцевых жил и их образцов говорят о наложенном характере сульфидной минерализации, сам же кварц, очевидно, сопровождался выделением незначительного количества вольфрамита, повышенное содержание которого отчетливо намечается на западном фланге месторождения. Нередко в описываемых кварцевых жилах данной стадии можно наблюдать ксенолиты вмещающих пород, представленные сланцами, песчаниками, гранодиоритами, несущими в себе минерализацию арсенопиритовой стадии. Иногда в кварце можно встретить и отдельные ксенокристаллы арсенопирита ранней стадии, пронизанные или изъеденные прожилками данного кварца. Присутствие видимого золота в кварцевых жилах объясняется также воздействием более поздних стадий минерализации.

Кварцево-сульфидная стадия приурочена к пологопадающим северо-восточным, меридиональным, реже северо-западным ранним внутрирудным структурам, в ряде случаев отчетливо пересекающим и незначительно (10—15 см) смещающим жилы кварца предыдущей стадии. Кроме кварца, для этой стадии характерен комплекс сульфидов, представленных арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом и антимонитом, которые отчетливо проявляются в форме прожилков, гнезд в основной массе молочно-белого, иногда сероватого, большей частью мелкозернистого кварца. С этой стадией связаны небольшие масштабы явления окварцевания и серицитизации вмещающих пород.

Следует отметить, что минерализация данной стадии не менее охотно проявляется и в дорудных структурах, выполненных кварцем первой генерации.

Золото-сульфидная стадия определяет собственно рудную минерализацию, проявившуюся в виде маломощных прожилков, состоящих из анкерита, кварца и ассоциации с халькопиритом, пиритом, молибденитом, сфалеритом, пирротинном, блеклой рудой и золотом. Минералы данной стадии в отличие от предыдущей не образуют крупных скоплений, но постоянно встречаются в тех же интервалах кварцевых жил, где имеет место сульфидная минерализация ранней стадии.

Золото-сульфидная минерализация локализовалась в основном в жилах широтного или северо-западного, реже меридионального или северо-

восточного простирания. Это объясняется не только тем, что тектонические подвижки, предшествовавшие данной стадии, более охотно проявились по долгоживущим нарушениям, но и тем, что более крупные трещины (дорудные) чувствительнее реагировали на каждый малейший тектонический импульс.

После становления основной золото-сульфидной минерализации данной стадии произошли небольшие внутрстадийные подвижки, которые ознаменовались минерализацией, завершающей эту стадию и представленной голубовато-серым халцедоновидным кварцем, сопровождаемым мелкозернистыми мономинеральными агрегатами пирита.

Изучение полисульфидной минеральной ассоциации с точки зрения ее перспективности на золото имеет большое практическое значение для оценки месторождения на глубину.

Карбонатная стадия нашла отражение в образовании прожилков, гнезд, сложенных кальцитовым агрегатом, нередко с пустотами, выполненными хорошо образованными ромбоэдрическими кристаллами. Наиболее широко кальцитовая минерализация развита в тектонических зонах, связанных с развитием поздних внутрирудных структур. В эту же стадию произошло отложение кварца, реже пирита и арсенопирита, которые не везде равномерно сопровождали кальцит данной стадии.

Результаты анализа минеральных ассоциаций позволяют, в соответствии с классификацией Н. В. Петровской [26], выделить два основных типа продуктивных ассоциаций. Первый тип — «переменно-продуктивные ассоциации» — это арсенопиритовая стадия минералообразования. Нам представляется, что эта стадия может служить поисковым критерием для обнаружения залегающих на глубине кварцево-золоторудных жил. Второй тип, отвечающий золото-сульфидной стадии, — это поздняя, несущая золото продуктивная ассоциация или «тип постоянно-продуктивных ассоциаций».

На протяжении всех этапов минералообразования растворы, оставаясь существенно калиевыми, по кислотности были нейтральными или слабощелочными. Щелочная природа минералообразующих растворов в определенные стадии формирования месторождения доказывается наличием в жилах анкерита, кальцита, легко разрушающихся в кислой среде, значительным присутствием калия (образование серпичита) в процессе околорудного изменения вмещающих пород.

Широко распространенные на месторождении вкрапленные текстуры руд, тонкие рудные прожилки, четкая последовательность рудных минералов, коррозионные отношения между ними, а также отсутствие колломорфных структур — все это, скорее, указывает на образование руд из истинных растворов, представляющих собой сложные комплексные соединения различных элементов. По нашему мнению, наиболее вероятными комплексами, которыми металлы переносились в гидротермальном растворе, а затем и отлагались из него, были соединения типа K_2SMeS . Принимая во внимание результаты экспериментальных и теоретических исследований [32, 11, 6, 7, 37, 8, 9], условия существования и отложения основных минеральных компонентов жил, а также проанализировав парагенетические ассоциации минералов и процессы околорудных изменений можно сделать вывод, что рудоотложение на месторождении происходило из щелочных растворов, характеризующихся определенным составом комплексных соединений, которые способствовали миграции элементов в период рудообразования.

Рассмотрение соотношения структурных элементов с процессами оруденения позволяет высказать некоторые соображения. В пределах

рудного поля наблюдаются следующие морфологические типы зональности [22]: а) продольная горизонтальная зональность вдоль основного рудомещающего разлома, б) вертикальная зональность в отдельных рудных жилах. Продольная горизонтальная зональность на месторождении проявляется в смене кварцево-арсенопиритовых руд в восточном фланге кварцево-сульфидными рудами к западу. Подобного рода зональность, очевидно, можно объяснить исходя из пульсационного развития рудного процесса в тектонически ослабленных зонах с последовательным развитием структур. Эти различные рудные дифференциаты обуславливают горизонтальную зональность, которая подчеркивается неоднородной эродированностью месторождения. В итоге эта зональность в плане является как бы горизонтальным отражением вертикальной рудной зональности. Последняя подчеркнута различным гипсометрическим пространственным распределением минеральных ассоциаций, что выражается на месторождении в смене кварцево-арсенопиритовых руд кварцево-сульфидными на средних и нижних горизонтах золоторудных жил. Подобная смена минерализации происходит на очень небольших вертикальных интервалах, что порой затрудняет отчетливое выделение отмеченной зональности.

В целом как продольную горизонтальную, так и вертикальную зональность следует рассматривать как пульсационную (стадийную), обусловленную «приоткрыванием» рудной полости в результате последовательных тектонических деформаций и выполнением этой полости новыми порциями минерального вещества иного состава [29].

ЛИТЕРАТУРА

1. Б. В. Аристов и др. Прогноз структуры некоторых мезозойских депрессий Забайкалья и вопросы методики поисков в них скрытых месторождений.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1961, № 2.
2. Н. Н. Биндеман, Ю. В. Соколова. К вопросу о возрасте малых интрузий и золотого оруденения в районе Любавинско-Хавергинского рудного узла (Восточное Забайкалье).— Тр. ЦНИИГРИ, вып. 50, 1962.
3. Н. Н. Биндеман. Последовательность формирования верхнемезозойских магматических пород и гидротермальной минерализации в Любавинско-Хавергинском районе Восточного Забайкалья. Автореф. доклада.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., № 5, 1962.
4. Н. Н. Биндеман. Геологическое строение, типы гидротермальной минерализации и некоторые особенности золотого оруденения района Алтано-Кыра-Быркинской депрессии (Центральное Забайкалье).— Тр. ЦНИИГРИ, вып. 56, 1963.
5. К. В. Боголепов. Опыт тектонического районирования и классификация основных послетриасовых структур Сибири и Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1963, № 4.
6. П. Б. Бартон. Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре.— Сб. «Проблемы эндогенных месторождений», ИЛ, 1960.
7. А. А. Беус, Б. П. Соболев. О галлоидном переносе элементов в эндогенных процессах.— Сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.
8. А. Г. Бетехтин. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях.— Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд. АН СССР, 1953.
9. В. Ф. Барabanов. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., 1961.
10. А. П. Герасимов. Геологические исследования в Центральном Забайкалье.— Геол.-иссл. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 23, ч. 2, 1910.
11. И. Г. Ганев. О возможной форме переноса кремнезема в гидротермальных растворах.— Сов. геология, 1963, № 12.
12. А. Д. Зиновкин. О роли структурных факторов в формировании оловорудного месторождения Эге-Хая.— Тр. Ин-та рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 82, 1962.

13. М. И. Ицкисон. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудных месторожд., 1963, № 2.
14. Б. С. Кормилицин. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья.— Сов. геология, 1959, № 11.
15. В. С. Кормилицин и др. Основные особенности металлогении Забайкалья.— В кн.: «Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеан. рудного пояса», 1963.
16. Ю. В. Казидин. Роль тектонических структур в формировании мезозойских металлогенных интрузий Северо-Восточного Забайкалья.— В кн. «Глубинные разломы». ВСЕГЕИ, 1964.
17. А. Д. Канищев. Крупнейшие разрывные нарушения Центрального Забайкалья.— Тез. докл. 1-й науч. конф. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, секция геол. Чита, 1964.
18. Р. В. Лесняк, В. Н. Семенов. Материалы по абсолютному возрасту пород Читинской области.— Матер. по геологии и полезн. ископаемым Читинской области, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
19. Р. В. Лесняк. К вопросу о связи юрских интрузивных и вулканогенных образований Восточного Забайкалья.— Тез. докл. 2-й науч. конф. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, секция геол. Чита, 1965.
20. Л. А. Мاستюлин, Ю. А. Зорин. Использование геофизических данных при геолого-структурных построениях по Центральному и Восточному Забайкалью.— В кн.: «Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеан. рудного пояса», 1963.
21. В. А. Обручев. Евграфовское золоторудное месторождение и соседние с ним в бассейне р. Онон (Восточное Забайкалье).— Матер. по геологии России, т. 26, вып. 2, 1929.
22. Д. О. Онтоев. О соотношении различных типов гипогенной зональности в некоторых редкометалльных месторождениях Восточного Забайкалья.— Матер. конф. «Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1963.
23. А. В. Пейве. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
24. Г. В. Павловский. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
25. Н. В. Петровская. О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд (на примерах некоторых золоторудных районов).— В кн.: «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
26. Н. В. Петровская. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, т. 84, вып. 3, 1955.
27. Е. А. Радкевич, И. Н. Томсон, Н. В. Горлов. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости.— Сов. геология, 1956, № 53.
28. В. В. Старченко. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья.— Матер. по геологии и полезн. ископаемым Читинской области, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1963.
29. В. И. Смирнов. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел.— В кн.: «Генетические проблемы руд», Матер. Междунар. геол. конгр., 21 сессия. Госгеолтехиздат, 1960.
30. И. Н. Томсон, Г. М. Лованова. Структурные условия возникновения специализированных рудных районов Восточного Забайкалья. Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.
31. К. С. Талдыкина. Минералогия полиметаллических месторождений Кличкинской группы Восточного Забайкалья. Изд. АН СССР, 1962.
32. Н. Г. Тюрин. К вопросу о составе гидротермальных растворов.— Геология рудных месторождений, 1963, № 4.
33. Н. А. Фогельман. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области.— Геол. сб. Львов. ун-та, № 9. М., «Наука», 1965.
34. Н. А. Фогельман. Некоторые особенности тектоники и магматизма этапа позднемезозойского сводового развития Забайкалья.— Тез. докл. 1-й науч. конф. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, секция геол. Чита, 1964.
35. И. Н. Фомин, Е. В. Баранов. а) Вулкано-плутонические формации Западного и Центрального Забайкалья; б) Критерии комагматичности субвулканических, интрузивных и эффузивных пород на примере Даурской структурной зоны.— Тез. докл. 1 науч. конф. Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, секция геол., 1964.
36. Б. С. Хромовский. Некоторые вопросы генезиса мезозойских и кайнозойских впадин Прибайкалья и Ближнего Забайкалья.— Тез. докл. 2-й науч. конф. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР, секция геол. Чита, 1965.
37. В. В. Щербина. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условиях их концентрации.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, т. 83, вып. 3, 1954.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ КОММУНАРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ХАКАСИЯ)

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ

В пределах рудного поля установлены разнотемпературные жильные, штокверковые золоторудные и контактово-магнетитовые месторождения с наложенной золотой минерализацией. Изучением условий локализации оруденения занимались многие геологи, тем не менее многие вопросы до сих пор остались нерешенными.

Коммунарское рудное поле, расположенное на восточном склоне Кузнецкого Алатау, сложено диабазово-порфиритовой и вулканогенно-осадочной толщами нижнепалеозойского [24, 29] или, возможно, даже докембрийского [6, 15, 17] возраста. Обе толщи, падая на восток-юго-восток под углом 35—50°, слагают восточное крыло крушной антиклинали близмеридионального простирания (аз. 10—15°). Главная пликативная структура осложнена флексурными изгибами и дополнительными складками второго, третьего и более высоких порядков, развитыми в основном в породах верхней вулканогенно-осадочной толщи. Разнородное строение обеих толщ обусловило формирование двухъярусной пликативной структуры [13].

Складчатая структура разбита многочисленными крупными крутопадающими разрывами субмеридионального, субширотного и диагонального направлений, большинство из которых синорогенного и дорудного заложения. Основные дизъюнктивы располагаются в северной половине рудного поля, и здесь же сконцентрированы главные золоторудные месторождения. Соотношение разрывов обусловило создание глыбовой тектонической структуры рудного поля. По своей протяженности (первые километры) и мощности зон дробления и милонитизации (10—60 м) они относятся к трещинам скола второго и третьего порядка. Характер подвижек по продольным разрывам сдвиговый или сбросо-сдвиговый (восточные блоки, как правило, перемещались относительно западных с юга на север), а по поперечным — сбросовый или сбросово-сдвиговый. Амплитуды смещений составляют чаще первые сотни метров. В большинстве случаев поперечные и диагональные разрывы смещают продольные. В продольных разрывах нередко фиксируются кварцево-золоторудные, а в поперечных — более поздние кварцево-сфалерит-галенитовые жилы. Это дает основание относить нарушения к рудоконтролирующим структурам. Диагональные разрывы часто разбивают и смещают отдельные блоки золотоносных габ-

бро-диоритовых тел (например, Северная зона, Масловский участок и др.).

Породы обеих толщ прорваны многочисленными мелкими конкордантными интрузивами амфиболизированных габбро-диоритов (возможно, комагматы диабазово-порфиритовой формации), относимых к габбро-диорит-диабазовой формации Ю. А. Кузнецова [14]. В юго-западной части рудного поля обнажается крупный Солгонский гранодиоритовый pluton салаирского возраста (476 млн. лет), имеющий полого погружающиеся на северо-восток контакты и относящийся к формации батолитов пестрого состава, по Ю. А. Кузнецову [14]. Жильная серия интрузивных пород представлена многочисленными дайками от основного до кислого состава трех возрастных групп: 1) дайки габбро-диоритового комплекса; 2) дайки гранодиоритового комплекса (диорит-порфириты, микродиориты лампрофиры, лабрадоровые порфириты, кварцевые порфиры, монцониты, сиенито-диориты, аллиты и пегматиты); 3) дайки оливинных габбро-порфиритов и субщелочных диабазовых порфиритов, вероятнее всего, девонской габбро-сиенитовой интрузии. Дайки первых двух групп являются дорудными и внутрирудными, а третьей — послерудными.

Контактово-метасоматические и гидротермальные образования неразрывно связаны с магматизмом, поэтому представляется целесообразным кратко рассмотреть историю и последовательность их формирования на общем фоне развития магматизма района.

В период становления мелких субпластовых тел габбро-диоритового комплекса были слабо проявлены незначительные по мощности (до 0,5—1 м) ореолы ороговичения и автометаморфические амфиболиты. А. Я. Булыгинков [4, 5] генетически связывал с габбро-диоритовой интрузией штокверковое золото-кварцевое оруденение.

Внедрение гранодиоритового комплекса сопровождалось контактово-метасоматическими и гидротермальными изменениями, начиная с образования роговиков, магнезиальных метасоматитов магматической стадии, известково-натровых метасоматитов, известковых скарнов и послескарновых метасоматитов и кончая разнообразными гидротермальными скоплениями, в том числе золото-кварцевыми рудами. Явления метасоматоза сопровождают формирование и гранодиоритового plutона и его дайковой серии.

Формирование мелких штоко- и дайкообразных тел габбро-сиенитового комплекса девона ограничивалось слабыми экзо- и эндоконтактовыми преобразованиями, выразившимися в частичном ороговичении, известково-щелочном метасоматозе и образовании единичных кварцево-кальцитовых жил толщиной до 5—10 см и протяженностью до 0,8—2 м. Мощность зон приконтактового изменения обычно не превышает 5—30 см при мощности дайковых тел от 0,3 до 1,2 м.

Как видим, в пределах рудного поля существенно развиты только контактово-метасоматические и гидротермальные минеральные образования, возникшие в период формирования гранодиоритового комплекса. В связи с этим в дальнейшем остановимся лишь на их характеристике.

Магнезиальные метасоматиты магматической и раннепослемагматической стадии представлены соответственно лабрадор-пироксен-оливинными и роговообманковыми ассоциациями, известково-натрово-кварцево-альбитовыми и скаполитовыми породами, известковыми скарнами (пироксен-гранатовыми), послескарновыми метасоматитами, к которым относятся магнетитовые, эпидотовые, тремолит-актинолитовые, хлоритовые, кварц-кальцит-хлоритовые породы. Отчетливо видна горизонтальная зональность контактово-метасоматических образований: от высокотемпературных существенно пироксеновых у контакта Солгонского интрузива до низкотемпературных существенно амфибол-хлоритовых в краевой части приконтактового ореола. Наиболее интересны в отношении золотоносности скар-

ново-магнетитовые линзы, магнетит-амфиболовые прожилковые образования и зоны альбитизированных пород с роговообманковыми жилками, залегающие в зонах рудоконтролирующих разрывов [13].

Гидротермальная жильная минерализация включает восемь последовательных весьма устойчивых ассоциаций: 1) кварцево-пирротиновую, 2) кварцево-золотую, 3) кварцево-халькопирит-теллуру-висмутитовую, 4) кварцево-сфалерит-галенитовую, 5) кальцит-кварц-хлоритовую, 6) кварцево-карбонатную, 7) кварцево-пренитовую и 8) кварцево-баритовую. В формировании промышленных руд выделяется четыре последовательные стадии минерализации: первая, вторая, третья и пятая, причем первая и вторая стадии образуют высокотемпературный (с актинолитом — месторождения типа Подлунного гольца), третья — среднетемпературный (Январская жила) и пятая — низкотемпературный (Декабрьская жила) тип золотых руд. Образования каждой стадии обычно пространственно обособлены, но иногда имеет место наложение (Подлунный и Масловский штокверки, жила Январская). Кварцево-карбонатная и кварцево-пренитовая послерудные ассоциации сопровождают все типы руд. Резко обособленное положение занимает только кварц-сфалерит-галенитовая и кварцево-баритовая непродуктивные минерализации.

Околорудный метасоматоз проявился весьма неравномерно и выразился в образовании эпидотизированных, актинолитизированных, альбитизированных, окварцованных, березитизированных, карбонатизированных и пренитизированных пород, причем актинолитизация, березитизация и карбонатизация господствуют. Наибольшему изменению подвержены породы габбро-диоритового комплекса, порфириты и дайки диорит-лампрофирового ряда. Как правило, кварцево-пирротиновый и кварцево-золотой типы руд сопровождаются своеобразным околорудным изменением пород — прожилковой актинолитизацией, золото-кварцево-халькопирит-теллуру-висмутитовый и кварцево-сфалерит-галенитовый (с низким содержанием золота) — березитизацией, а кальцит-кварц-хлоритовый — карбонатизацией. Обычно околорудное преобразование вмещающих пород предшествует главному периоду жильного выполнения, а карбонатизация его завершает. При формировании гидротермально измененных пород определяющее значение наряду с составом и свойствами гидротермальных растворов и вмещающей среды имело перераспределение вещества при метасоматозе.

Почти все известные золотые месторождения Коммунара размещаются в приконтактовой полосе гранодиоритового интрузива и пространственно приурочены к мелким линейным телам амфиболитизированных габбро-диоритов, залегающих в породах верхнего структурного яруса. Габбро-диоритовые тела среди примерно однородных вмещающих пород обусловили анизотропность комплекса, а последнее в известной мере сказалось на проявлении трещинной тектоники и определило форму и характер размещения рудных тел в пределах рудного поля. По структурно-морфологическому признаку среди руд могут быть выделены четыре основные группы: а) рудные тела, сформированные в единичных тектонических трещинах (жильный тип), б) рудные тела, сформированные в системах сближенных трещин (штокверковый тип), в) рудные тела комбинированного типа, включающие как кварцевые жилы, так и сопровождающие их штокверки, и г) линейные зоны золотоносной карбонатизации в габбро-диоритах. В целом золоторудная минерализация контролируется наиболее выраженными системами трещин в амфиболитизированных габбро-диоритах, примыкающих к продольным разрывам (скола) и отрыва северо-восточного простирания с крутым падением на северо-запад и юго-восток) [13].

Сложный и длительный процесс формирования главных структурных элементов рудного поля можно разделить на четыре главных этапа: додайковый, дайковый, рудный и послерудный.

Додайковый этап охватывает заключительные фазы формирования в Кузнецком Алатау складчатых и сопровождающих их трещинных структур субмеридионального направления и становление интрузий гранитоидов. Внедрение конкордантных мелких интрузивов габбро-диоритового комплекса протекало в начальный период складкообразования, благодаря чему эти субпластовые тела участвовали в складчатости. Становление гранодиоритового комплекса началось в заключительные фазы складчатости, в период смены сжимающих усилий растягивающими при окончательной стабилизации Кузнецкого Алатау и перехода его к режиму молодой платформы [14], и происходило в три последовательные фазы: диоритовую, гранодиоритовую и гранито-сиенитовую. Формирование плутона контролировалось, с одной стороны, крупной антиклиналью, а с другой — зоной продольного разлома, что отразилось на его форме (удлиненная в субмеридиональном направлении).

В дайковый этап в период господствующих растягивающих усилий появилось большинство поперечных разрывов и крупных трещин отрыва, в которых формировались дайковые тела. Заложение поперечных разрывов обусловило блоковое строение рудного поля. В этот период направление главных деформаций существенно не менялось, но растяжение ритмически сменялось сжатием, на что указывают взаимопересечения даек и наличие сложно построенных дайковых тел. В это время на рудном поле были образованы основные рудоконтролирующие трещины скалывания и отрыва, опережающие главные дизъюнктивы.

Рудный этап характеризовался новой вспышкой тектонических движений, подовлением и приоткрыванием ранее заложенных трещин. В дайках развивается трещиноватость тех же направлений, что в породах континента, но значительно слабее. В период блоковых смещений вдоль тектонических зон продольного направления проникали гидротермальные растворы, которые в благоприятных физико-химических условиях формировали метасоматиты и гидротермалиты. Рудоотложение происходило после деформаций, раздробивших скарны и магнетитовые линзы, в поперечных и диагональных трещинах отрыва и скалывания, примыкающих к продольным разрывам. Тектонические трещины, возникшие в ранние этапы развития структуры, участвовали в распределении рудного вещества лишь в том случае, если они попадали в сферу влияния рудоподводящих каналов.

Послерудный этап ознаменовался незначительными подвижками по ранее образованным поперечным дизъюнктивам и заложением диагональных сбросов при почти неизменном плане деформаций. В этот период происходят подвижки вдоль кварцеворудных жил с дроблением и перемещением отдельных блоков рудных тел. Послерудный этап завершился внедрением редких даек габбро-сиенитового комплекса.

Итак, сочетание складчатости и трещинных структур создало благоприятные условия для рудоотложения: месторождения контролировались вулканогенно-осадочной толщей с мелкими субпослойными телами амфиболизированных габбро-диоритов, образующими в целом «верхний продуктивный структурный ярус». Тектоническое развитие рудного поля привело к образованию мелкоглыбовой структуры.

По вопросу о генезисе золотого оруденения единого мнения нет. Одни исследователи [4, 5] генетически связывают промышленное оруденение с габбро-диоритовым комплексом, а другие [18, 7, 8, 24 и др.] с Солгонской гранодиоритовой интрузией. С. С. Ильенок считает образование

штокверковых месторождений тесно связанным с процессом «диоритизации» основных пород при одновременном формировании контактовых метасоматитов.

На генетическую связь золотого оруденения с гранодиоритовым комплексом указывают следующие факты:

1. Пространственное размещение золотопроявлений в приконтактовом ореоле названной интрузии.

2. Золото-кварцевые жилы (например, Усть-Сактычульская, Мало-Березовская и др.) размещаются нередко и в апикальной части гранодиоритового массива.

3. Дайки, производные гранодиоритовой интрузии, секущие габбро-диориты, нередко содержат ксенолиты пород материнской интрузии и в то же время сами пронизаны кварцево-золоторудными прожилками. Более молодые оливиновые габбро, габбро-порфириды, субщелочные диабазовые порфириды пересекают и метаморфизуют породы гранодиоритового массива и рудные прожилки, а сами золотого оруденения не содержат.

4. Скарново-магнетитовые линзы и зоны альбитизации с жилками амфиболов, содержащие иногда наложенную золото-кварцевую минерализацию (Калиостровское месторождение), генетически связаны с гранодиоритовой интрузией, если считать, что авгитовые диориты этого участка принадлежат к ранней фазе этой интрузии.

5. Золото во всех типах месторождений свободное и высокопробное (пробы 920—960) и имеет одинаковый химический состав ($Au - 92 + 96$, $Ag - 1,88$, $Si - 0,8$, $Fe - 0,09\%$), за исключением редкого низкопробного в ассоциации с галенитом и другими сульфидами. Это обстоятельство, очевидно, указывает на то, что формирование различных структурно-морфологических типов месторождений происходило с участием однотипных или одних и тех же растворов.

6. Абсолютный возраст пород гранодиоритового комплекса близок таковому галенитов из кварцевых жил и определяется как салаирский.

7. О возможности связи золотого оруденения с процессом диоритизации можно сказать следующее. Прожилковая актинолитизация, часто сопровождаемая кварцево-золотым оруденением, представляет собой высокотемпературный окolorудный процесс и захватывает не только ранее амфиболизированные габбро-диориты, но и секущие их альбитизированные и неизмененные дайки мелкозернистых диоритов, диоритовых порфиритов и спессартитов, относящихся к гранодиоритовому комплексу (рис. 1, а, б), а также авгитовые диориты Калиостровского участка и вмещающие порфириды. Этот процесс поражает породы только в местах интенсивной трещиноватости, сопровождающей крупные контролирующие разрывы. Прожилковая окolorудная актинолитизация накладывается на ранее амфиболизированные габбро-диориты. Все эти факты не позволяют связывать прожилковую амфиболизацию с «метасоматической диоритизацией» пород габбро-диоритового комплекса*.

Изложенные данные подтверждают генетическую связь золотого оруденения с гранодиоритовым комплексом, а нередкая приуроченность оруденения к древним субпластовым телам габбро-диоритов, по существу, является пространственной, обусловленной их благоприятными физико-механи-

* Можно прийти и к обратным выводам. Сходство амфибола в составе диоритов и золотоносных прожилков, а также локализация их в диоритах может указывать на тесную связь «диоритизации» и оруденения. Кроме того, габбро-диориты являются более молодыми образованиями, чем солгонские гранодиориты, ибо секут окраинные части массива последних в районе Калиостровского месторождения. Тела габбро-диоритов следует относить к малым постбатолитовым интрузиям.— *Прим. ред.*

ческими и химическими свойствами. Процессы контактового метасоматоза и последующего гидротермального оруденения связаны, по-видимому, с единым магматическим очагом, о чем говорят общие геологоструктурные условия локализации послемагматических образований и примерно одинаковый состав элементов-примесей в минералах различных этапов послемагматической деятельности.

Различный характер проявления трещинной тектоники в пределах рудного поля обусловил формирование определенного типа оруденения.

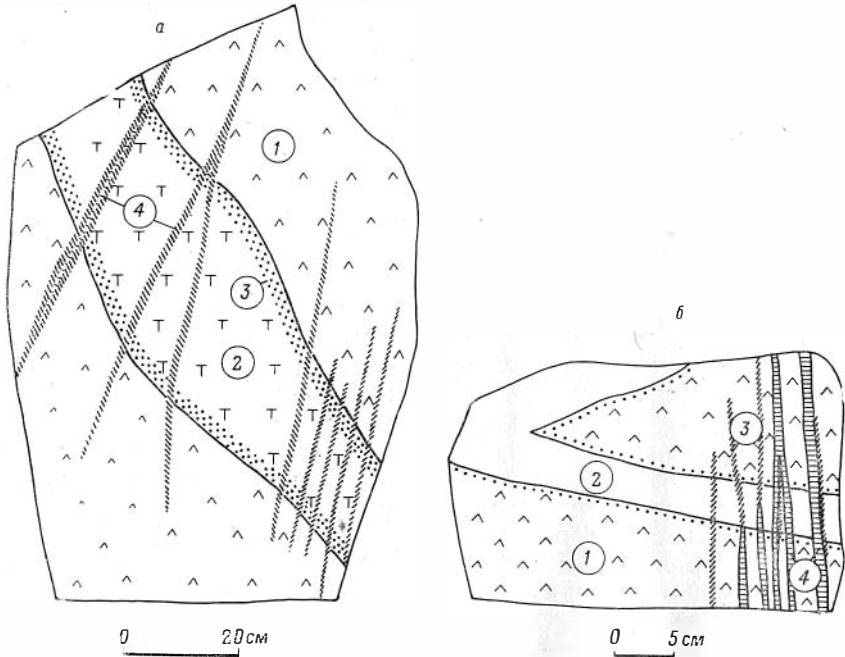


Рис. 1. Взаимоотношения прожилковой актинолитизации, сопровождающейся золото-кварцевым оруденением (Подлунный тип руд), с интрузивными породами рудного поля Коммунар:

а — прожилки актинолита и золотоносного кварца (4) пересекают амфиболитизированный габбро-диорит (Pt₂) (1) и дайку спессартита (2) гранодиоритового комплекса (Ст₂ — О), пунктиром показана зона закалки в дайке; *б* — прожилки актинолита (3) и золотоносного кварца (4) пересекают амфиболитизированный габбро-диорит (1) и альбитизированный мелкозернистый диорит (2) гранодиоритового комплекса. Подлунный карьер.

Вдоль линейных габбро-диоритовых массивов возникали продольные разрывы, иногда с системами опережающих трещин, доступные для золотоносных растворов, а повышенная магниезально-железистость этих пород, вероятно, ускоряла процессы осаждения золота [12]. В этих трещинах формировались как одиночные кварцево-золоторудные жилы, так и кварцево-прожилковые (штокверковые) руды с бедной сульфидной минерализацией. Послойные сколовые трещины в породах вулканогенно-осадочной толщи обусловили формирование кварцево-сульфидных жил с медно-висмутовой минерализацией (жила Январская).

В скарново-магнетитовых линзах золотое оруденение локализовалось в том случае, если в них развивалась внутриминерализационная трещиноватость, контролировавшая проникновение металлоносных растворов и приведшая к телескопированию. Следовательно, физико-механиче-

силе и химические свойства вмещающих пород явились определяющими в оформлении трещинной структуры рудного поля, а затем и оруденения.

Золотоносные растворы в дальнейшем при наличии благоприятных физико-химических свойств среды отлагали самородный металл, формируя богатые рудные столбы и гнезда. В общем случае распределение золота в рудных телах жильного и штокверкового типов находится в прямой зависимости, кроме физико-химических факторов рудоотложения, от характера и степени трещиноватости вмещающих пород и руд, обусловленной рудной и внутрирудной деформациями. Внутрирудная тектоника весьма существенно повлияла на строение рудных тел, их морфологию и распределение золота и в некоторой степени на вещественный состав. При кристаллизации жильного материала в тектонически напряженной обстановке могла происходить и локальная дифференциация растворов благодаря гидротермальной дифференциации (в процессе их взаимодействия с вмещающими породами) и механическому воздействию тектонических процессов (отжимание и просачивание остаточных частей золотоносного раствора и проникновение новых порций его в призальбандовые части кварцевых жил и прожилков) *. Наоборот, в крупных замкнутых полостях при слабом насыщении растворов и в более спокойной тектонической обстановке мог возникнуть крупнозернистый, нередко друзовидный и гребенчатый кварц с гнездами крупного золота. Отложение золота в кварцевых жилах шло одновременно с их формированием, однако главная масса его отлагалась в более поздние стадии гидротермального процесса, после деформаций, раздробивших некоторые кварцевые жилы системами тонких трещин. В этих системах микротрещин золото выпадает вслед за отложением из раствора основной массы сульфидов, скорее всего после отложения халькопирита и теллурувисмутита, отдельные зерна которых нередко обрастают или замещаются им. Скарново-магнетитовые линзы и кварцевые жилы в силу своей повышенной трещиноватости и пористости благоприятствовали проникновению золотоносных растворов.

На характер распределения самородного металла в рудных телах, кроме отмеченных структурно-литологических факторов, оказали влияние и благоприятные физико-химические свойства вмещающей среды, подробно рассмотренные автором ранее [12].

Таким образом, все известные золоторудные месторождения рудного поля, по классификации В. И. Смирнова [21], можно отнести к классу эндотермальных месторождений, характеризующихся кварц-карбонатно-сульфидной минерализацией, глубиной формирования 1000—3000 м, начальной температурой образования 200—400° и слабо щелочным химизмом растворов (рН ~ 6—8). Среди месторождений отчетливо обособляются три разноматемпературных типа: 1) высокотемпературный кварцевый с амфиболитизацией вмещающих пород, 2) среднетемпературный кварцево-сульфидный с березитизацией боковых пород и 3) низкотемпературный карбонатно-хлоритовый с карбонатизацией боковых пород.

Контактово-метасоматические образования, включая и зоны альбитизированных, магнетито-амфиболовых пород, содержащих эпигенетическую золотую минерализацию, генетически связаны с позднемагматической деятельностью гранодиоритовой интрузии [11, 12]. Магнетитовое оруденение наложено на скарны и явилось результатом железо-магнезиального метасоматоза. Расчеты баланса вещества показывают, что при этом могло

* «Отжимание» остаточных частей металлоносных растворов, в понимании В. С. Кормилицина [10], есть пространственное обособление рудного вещества от нерудного благодаря распаду сложных по составу высококонцентрированных гидротерм. В условиях поступательного движения в распавшемся растворе может произойти еще большая по своим масштабам сепарация рудного вещества растворов, которые впоследствии могли отжиматься по трещинам в призальбандовые части кварцевых жил.

иметь место заимствование из подстилающих эффузивных пород большей части железа, необходимого для образования магнетитовых линз. Своеобразное прожилково-вкрапленное магнетит-актинолитовое оруденение, несущее нередко золото-кварцевую минерализацию, формировалось за счет габбро-диоритов приконтактового ореола прорывающей их гранодиоритовой интрузии [13]. Золото-кварцевое оруденение в контактовых образованиях накладывается на зоны альбитизации, скарново-магнетитовые линзы и связано со следующим этапом гидротермальной деятельности гранодиоритовой интрузии.

Парагенетически золотое оруденение связано с формированием дайковой серии диорит-лампрофирового ряда, относящейся к дайкам второго этапа [9]. Возраст его определяется периодом после внедрения мелкозернистых диоритов и лампрофиров и до образования оливиновых габбро-порфириров и субщелочных диабазовых порфириров. Можно полагать, что источником золотоносных растворов служила остаточная часть магмы того первичного очага, который дал начало дайковой серии диорит-лампрофирового ряда и контактово-матасоматическим образованиям. При этом растворы, проходя через боковые габброидные и основные эффузивные породы в период их амфиболитизации, могли заимствовать из них золото [2, 23, 25, 27, 28 и др.]. Для окончательного решения вопроса об источниках золота необходимо большое число высокочувствительных радиоактивных анализов пород и минералов рудного поля.

На основании изучения химизма и парагенезиса гидротермальных минералов, околорудных изменений и экспериментальных исследований рН суспензий минералов и водных вытяжек из них устанавливается слабощелочной характер гидротермальных растворов. В целом минералообразующие растворы можно отнести к магнезиально-хлоридно-натриевым (в метасоматический этап) и сероводородно-углекисло-гидрокарбонатно-натриевым (в гидротермальный этап) типам терм. Предполагается вынос тяжелых металлов гидротермами в форме комплексных тиосолей типа $\text{Na}_3(\text{AuCl}_4)$ в период формирования золото-кварцевых руд с интенсивной актинолитизацией боковых пород (Подлунный и Масловский штокверки) и $\text{Na}_3(\text{AuS}_3)$ в период отложения золото-кварцево-сульфидных руд с березитизацией боковых пород (жилы Январская и Штурмовая).

На осаждение золота из растворов, кроме структурных факторов, основное влияние оказали физико-химические и электрохимические свойства среды и отлагающих растворов. При формировании штокверков и жил роль осадителей золота сыграли амфиболы, широко развитые в гидротермально измененных боковых породах, если учесть, что золотоносные части растворов поступали уже в амфиболитизованные и окварцованные породы. На осаждение золота главное влияние оказали процессы взаимодействия ионов двухвалентного железа, поступавших в раствор при разложении ранних амфиболов и пироксенов, с комплексами золота. Несомненную роль при этом сыграл процесс поляризации комплексов золота ионами магния. Может быть, эти причины и обусловили пространственную приуроченность оруденения к вулканогенным формациям и интрузивным породам среднеосновного состава наряду с мобилизацией золота позднематематическими погонами из этих пород.

В скарново-магнетитовых залежах основной причиной отложения золота из гидротерм явились электролиз и гидролиз комплексов золота в условиях естественных электрических полей. Некоторую роль сыграли процессы взаимодействия ионов двухвалентного железа с комплексами золота в растворах [12].

В кварцево-сульфидных жилах, формировавшихся в послыйных сколовых трещинах осадочно-вулканогенной толщ, главное влияние на отложе-

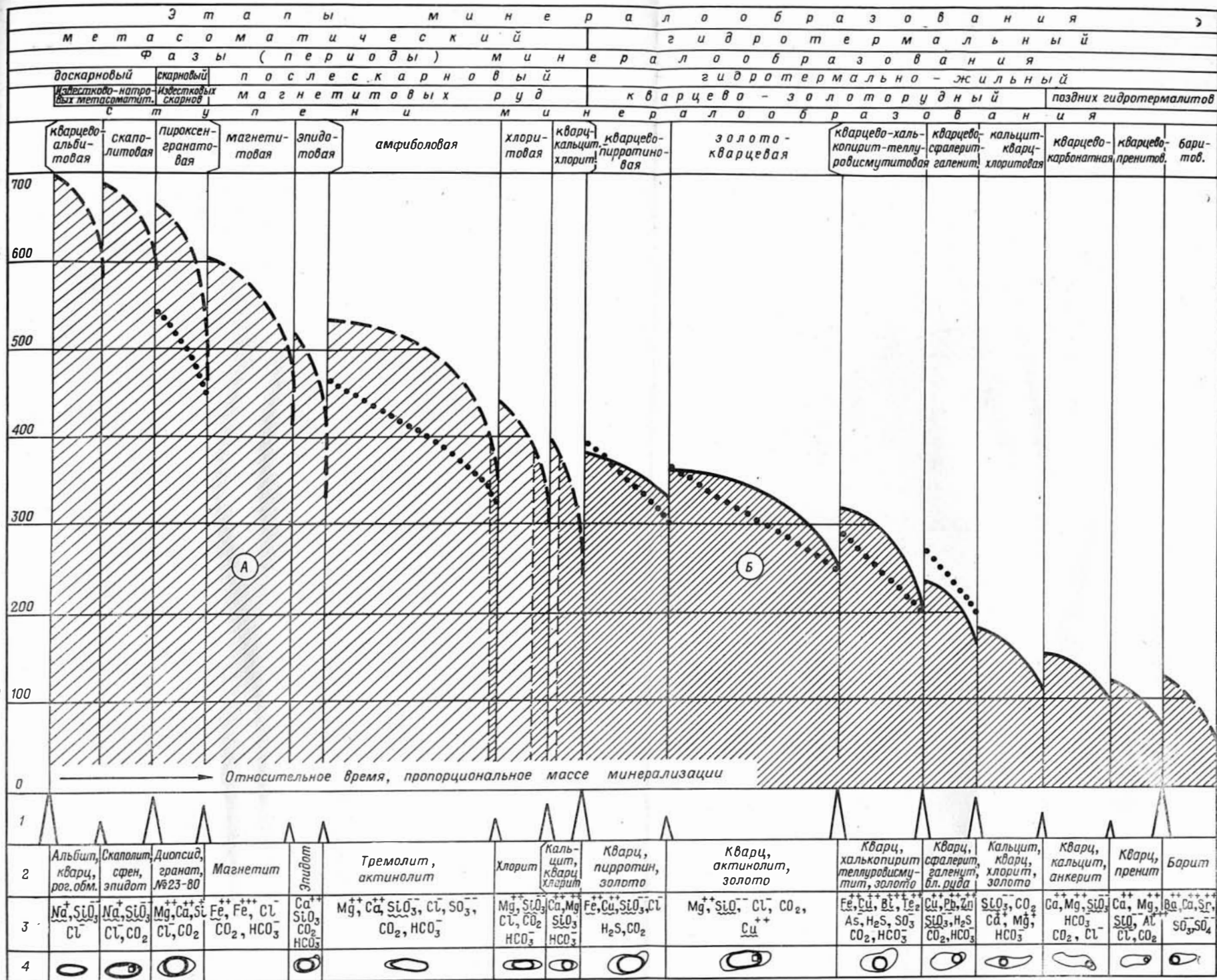


Рис. 2. Схема стадийного минералообразования Коммунарского рудного поля (с учетом изменения состава и свойств растворов во времени).

Состояние минералообразующих сред: А — существенно газовый раствор, Б — жидкий раствор; 1 — тектонические подвижки между периодами и ступенями минералообразования (размеры пик пропорциональны интенсивности деформации); 2 — господствующий минеральный состав парагенетических ассоциаций; 3 — примерный катионно-анионный состав минералообразующих растворов всех периодов минерализации, по данным водных вытяжек газовой-жидких включений в минералах и парагенетического анализа минеральных комплексов (в последнем случае элементы подчеркивались волнистой чертой); 4 — типы характерных металлобразующих сред в минералах (сплошными линиями показано предполагаемое изменение температур растворов, по данным гомогенезации газовой-жидких включений в кварцах различных генераций, пунктиром — по данным декрепитации породообразующих минералов, точками — по термодинамическим расчетам).

ние золота оказали физико-химические свойства минералообразующей среды (падение температуры, концентрация металлов, пульсационность поступления растворов и т. п.) и наличие углисто-глинистого вещества во вмещающих породах, на осаждающее действие которого указывали многие исследователи [1, 3, 16, 20 и др.].

В различные этапы и стадии формирования месторождений физико-химические и геохимические свойства растворов неоднократно изменялись (рис. 2). В скарновый этап кристаллизация пироксенов и гранатов произошла в щелочной и нейтральной среде при температурах от 670 до 450° [19].

В магнетитовую стадию окислительный потенциал растворов резко повысился. Образование залежей магнетита происходило при температурах от 610 до 410° [19].

В период следующего гидротермального этапа свойства растворов менялись следующим образом. В кварцево-актинолитовую, кварцево-пиротитовую, кварцево-золотую стадию растворы характеризовались слабоокислительным потенциалом и имели преимущественно слабощелочную реакцию ($\text{pH} \sim 7,0 \div 8,7$) при высоком потенциале хлора и дефиците ионов серы, что привело к возникновению редкого пирротина вместо пирита. В это время шло отложение основного количества золота. Температура изменялась в пределах 380—250°. Растворы несли Cu, Au, Ag, Fe, Mn, Mg, SiO₃, CO₂, Cl, H₂S.

В кварцево-халькопирит-теллурувисмутитовую стадию минералообразования растворы характеризовались возрастающим восстановительным потенциалом, щелочной реакцией ($\text{pH} \sim 8,9 \div 9,3$) и температурой 320—200° С. Гидротермы были насыщены Cu, Bi, Te, Fe, Mn, Au, Ag, As, Sb, SiO₃, H₂S, CO₂, Cl, Ca(HCO₃)₂.

В кварцево-галенит-сфалеритовую стадию минералообразования растворы обладали слабощелочной — щелочной реакцией ($\text{pH} \sim 8,9 \div 9,2$) и температурой 230—160° С. Растворы несли Cu, Fe, Zn, Pb, As, Sb, Hg, Mn, SiO₃, CO₂, H₂S, Ca(HCO₃)₂. Эта стадия резко обособлена от предыдущих деформационным перерывом, когда изменился план деформаций, и почти не несет золота (или оно не отлагалось в эту стадию).

В карбонатно-кварцево-хлоритовую стадию гидротермы имели щелочную реакцию ($\text{pH} \sim 9,5$) при температурах 180—120° и были насыщены Ca, Au, Ag, CO₂, HCO₃, SiO₃.

В кварцево-карбонатную и пренитовую стадии послерудного минералообразования гидротермы характеризовались сначала восстановительным, а затем окислительным потенциалом и нейтральной — слабощелочной реакцией при температурах 150—180° и несли Ca, Sr, Zn, Fe, Mn, CO₂, HCO₃, SiO₃, Na₂CO₃, F, Cl. Эти стадии явились заключительным этапом формирования золоторудных месторождений.

В кварцево-баритовую стадию, пространственно и, возможно, генетически обособленную от предыдущих, растворы характеризовались кислой реакцией и окислительным потенциалом и несли Ba, Ca, Sr, SiO₃, SO₄, F.

Приведенный материал показывает, что изменение физико-химических свойств минералообразующей среды в процессе формирования месторождений Коммунара вызвано, с одной стороны, стадийно-пульсационным поступлением растворов, а с другой — эволюционным развитием их в процессе рудообразования. Каждая стадия минерализации начиналась с интенсивных тектонических подвижек и сопровождалась довольно резким изменением агрегатного состояния, температуры и состава минералообразующих растворов и далее протекала эволюционно.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Баженов. Влияние вмещающих пород на локализацию рудных столбов в Саралинском рудном поле.— Геол. и геофиз., 1960, № 2.
2. А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
3. А. Г. Бетехтин. Роль вмещающей среды в процессах эндогенного рудообразования.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, ч. 86, вып. 2, 1957.
4. А. Я. Булытников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы.— Тр. ТГУ, т. 102, серия геол. Изд. Томск. ун-та, 1948.
5. А. Я. Булытников. О малых интрузиях и связанной с ними золотоносности.— В сб.: «Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири». Изд. ТГУ, 1962.
6. Г. А. Иванкин. К стратиграфии древних толщ восточного склона Кузнецкого Алатау.— Сб. докл., посвящ. памяти акад. В. А. Обручева и М. А. Усова. Изд. Томск. ун-та, 1964.
7. Д. И. Калинин. Подлунный голец — база Большого Коммунара.— Сб. «Золоторазведка», вып. 2, 1936.
8. Д. И. Калинин. Золоторудные месторождения группы Коммунар.— В кн.: «Геология главнейших золоторудных месторождений», т. V, 1952.
9. В. С. Коптев-Дворников. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов (на примере Центрального Казахстана).— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.
10. В. С. Кормилицин. О явлениях сепарации и пластической деформации минерального вещества в период формирования рудных тел.— Матер. конф. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, Прага, 1963.
11. А. Ф. Коробейников. Отношение скарнов к золотому оруденению в районе Коммунарского золоторудного узла.— В сб.: «Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири». Изд. Томск. ун-та, 1962.
12. А. Ф. Коробейников. Об условиях отложения золота из растворов в контактово-метасоматических образованиях рудника Коммунар (Хакасия).— В сб.: «Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края», вып. 2. Изд. Томск. ун-та, 1964.
13. А. Ф. Коробейников. Основные черты трещинной тектоники Коммунарского золоторудного поля.— Геол. и геофиз., 1964, № 11.
14. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
15. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
16. В. А. Мокриевский и др. О минералообразовании в природном электрическом поле.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, вып. I, 1956.
17. В. Е. Номоконов. К стратиграфии кембрия района горы Кошкулака (правобережье р. Белого Июса, Кузнецкий Алатау). Тр. ТПИ, т. 127, вып. 2, 1964.
18. В. А. Обручев. Отчет о геологической экспертизе Богомдарованного рудника Иванцких в Ачинском горном округе, 1914.
19. Б. Д. Сазонов. Некоторые физико-химические свойства гипогенных минералообразующих растворов на примере Курусайского рудного поля.— Матер. конф. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
20. Н. Г. Сергеев, М. В. Тацинина. О возможной роли углисто-глинистых сланцев в локализации полиметалл. месторожд. Алтая.— ДАН СССР, 1953, 92, № 3.
21. В. И. Смирнов. Геологическая классификация гидротермальных месторождений.— Вестн. МГУ, серия геол., 1964, № 3.
22. В. А. Соколов. Изучение метасоматических процессов путем сравнения рН минералов.— В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ., 1960.
23. Н. Г. Судовиков. Метаморфогенное рудообразование.— Сов. геол., 1965, № 1.
24. Н. А. Фогельман, А. Е. Шабаловский. Условия локализации штокверковых месторождений в пределах Коммунарского рудного поля, на восточном склоне Кузнецкого Алатау.— Тр. НИГРИЗолото, вып. 24, 1956.
25. В. К. Чайковский. Связь эндогенного оруденения с магматизмом в процессе геосинклиналей.— Сов. геология, 1961, № 3.
26. Ф. Н. Шахов. К теории контактовых месторождений.— Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. I, 1947.
27. Ф. Н. Шахов. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964.
28. Ю. Г. Щербakov, Г. А. Пережогин. К геохимии золота.— Геохимия, 1964, № 8.
29. В. М. Ярошевич. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна реки Белый Июс. Изд. СО АН СССР, 1962.

К ВОПРОСУ ЗОЛОТОНОСНОСТИ РАЙОНА Р. БЕЙКИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В. М. БОГДАНОВ, В. Н. АНФИНОГЕНОВ, Е. С. ЕДИНЦЕВ

На восточном склоне Кузнецкого Алатау в районе рек Бейки, Тибек, Уйбат имеются многочисленные проявления золота (Сартыгойская группа месторождений, Старинное и др.), исследованием которых занимались В. П. Старков, М. С. Баклаков, С. В. Майнагашев и А. Я. Булытников. Недостатком этих работ было то, что они сводились к оценке отдельных кварцевых жил и проявлений золота.

В результате наших работ были выявлены и откартированы три золоторудные зоны: Туралыкская, Тербижекская и Ачкасовская, представляющие практический интерес.

В геологическом строении района принимают участие древние осадочно-метаморфические отложения верхнего протерозоя, прорванные Тигертышской гранитоидной интрузией, образующей крупное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Краевые части интрузии сложены крупнозернистыми роговообманковыми диоритами. Центральная часть массива представлена крупнозернистыми порфиризовидными гранитами, прорывающими диориты. Наиболее молодыми образованиями Тигертышского интрузивного комплекса являются дайкообразные, штокообразные тела мелкозернистых лейкократовых и биотитовых гранитов.

Выявленные золоторудные зоны вытянуты в северо-восточном направлении и пересекают как осадочно-метаморфические, так и интрузивные образования района. К этим зонам приурочены все ранее известные и вновь выявленные рудопроявления золота (см. рисунок).

Ачкасовская тектоническая зона (мощность от 30 до 100 м, протяженность 15 км) прослеживается в северо-восточном направлении с правобережья р. Бейки до верховьев лога Карповского, имея на всем протяжении крутое (60—80°) северо-западное падение. Она состоит из большого количества кварцевых тел мощностью от 1 до 5 м, протяженностью до 700 м и линз окварцованных карбонатных пород мощностью от 4 до 30 м, протяженностью до 100 м, сближенных между собой (расстояние между соседними телами 10—20 м). Там, где зона пересекает карбонатные породы, в ней наблюдаются тела нацело окварцованных пород; из интрузивных образований в пределах зоны развиты в основном кварцевые жилы.

Для кварцевых жил и линз нацело окварцованных пород характерно весьма сложное строение как по простиранию, так и по падению на глубину. Отдельные тела, имея на поверхности юго-восточное падение, на глубине 10 м разворачиваются и принимают общее для зоны северо-западное падение. Бурением установлено, что большинство тел выклинивается на

глубине 50—100 м, в то же время в этом интервале встречены кварцевые жилы и линзы нацело окварцованных пород, не имеющие выхода на поверхность, но прослеживающиеся далее на глубину, т. е. тела внутри зоны залегают кулисообразно.

Контакты кварцевых жил с вмещающими породами резкие; последние в приконтактной части передроблены и ожелезнены. Мощность зон дробления колеблется в пределах 0,5—1,5 м.

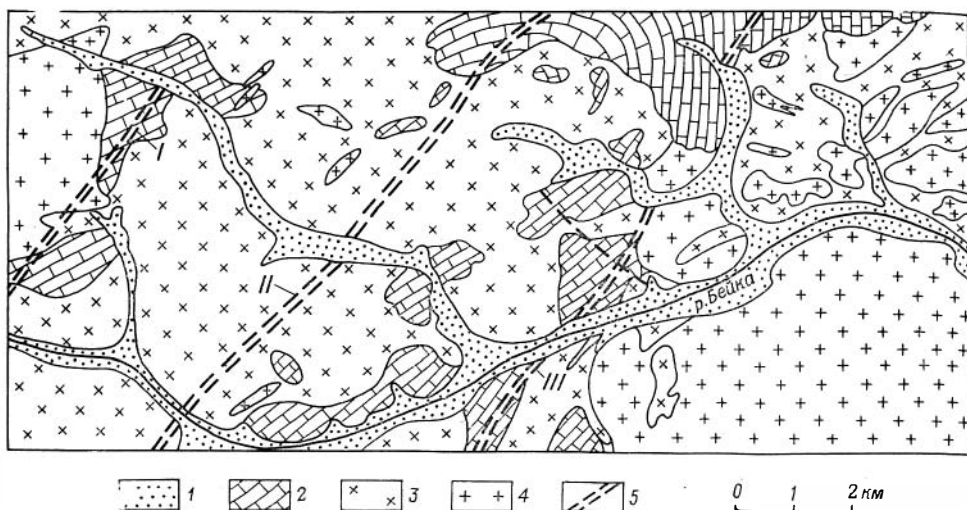


Схема района р. Бейки.

1 — четвертичные отложения; 2 — мраморизованные известняки; 3 — диориты; 4 — лейкократовые граниты, 5 — тектонические зоны, I — Туралыкская, II — Тербижекская, III — Ачкасовская тектонические зоны.

Линзы нацело окварцованных пород имеют постепенные переходы с вмещающими породами, с удалением от контакта окварцевание постепенно исчезает. Местами в них сохраняется полосчатая текстура первичных осадочных пород.

Оруденение кварцевых жил и линз окварцованных пород представлено гнездообразной вкрапленностью медных блеклых руд, пирита, халькопирита и галенита, примазками малахита и азурита. Размеры таких гнезд колеблются от 0,5 до 1,5 м в поперечнике.

Содержание золота в кварцевых жилах и линзах окварцованных пород колеблется от «следов» до высоких значений, приуроченных к участкам, обогащенным сульфидами.

Кроме того, необходимо отметить, что в пределах Ачкасовской зоны встречены две линзы лимонитов неправильной формы размером 5 × 45 м и 3 × 90 м, в которых также обнаружено золото. Лимониты коричнево-бурого цвета, плотные с раковистым изломом. Из 19 бороздовых проб из этих лимонитов в 14 пробах обнаружено золото. По-видимому, эти лимониты являются «железной пляшой» сульфидных рудных тел, несущих золотое оруденение.

Тербижекская тектоническая зона прослеживается от левобережья р. Бейки до верховьев лога Маганак в северо-восточном направлении и имеет крутое падение на юго-восток. Мощность зоны от 80—100 до 500 м, протяженность около 10 км. Вмещающие породы — диориты, известняки и доломиты, в пределах зоны они интенсивно раздроблены, перемяты. Интруз-

живные породы в пределах тектонической зоны прорваны многочисленными дайками аплитовидных гранитов, кварцевые жилы выполняют мало-мощные зоны дробления, приуроченные к дайкам гранитов, реже наблюдаются во вмещающих диоритах. Мощность жил от 5—10 см до 1—2 м, протяженность 50—60 м, редко 150—200 м. Всего в пределах данной тектонической зоны отмечено более 200 кварцевых жил. Кварц обычно светло-серый, белый, крупнозернистый. Наиболее оруденелыми участками являются зальбанды жил. Оруденение представлено блеклыми рудами, призмами азурита, малахита, очень редко встречаются пирит, галенит, халькопирит. Золота в кварцевых жилах, как правило, немного, лишь в единичном случае отмечено высокое содержание.

Когда зона дробления захватывает карбонатные породы (мраморы, доломиты), характер окварцевания меняется. Здесь отмечаются линзы нацело окварцованных пород, сложенные белым полупрозрачным кварцем. Они сопровождаются серией мелких (от 3—4 до 10 мм) прожилков светло-серого кварца, образующих своеобразные «ореолы» окварцевания вокруг этих тел. Густота прожилков до 50—60 на 1 пог. м. Они вытянуты в основном параллельно слоистости вмещающих пород, но встречаются и участки с сетчатыми беспорядочно ориентированными прожилками. Мощность «ореолов» от 1—2 до 20—25 м. Наибольшее количество прожилков наблюдается в висячем боку линз.

В линзах окварцованных пород и в прожилках, образующих ореолы, отмечается неравномерная минерализация, представленная блеклыми рудами, реже галенитом и пиритом. Видимое золото имеется в зальбандах кварцевых жил и прожилках в виде мелкой вкрапленности, иногда в окисленных кристаллах пирита. Наиболее интересны тела вторичных кварцитов с «ореолами» кварцевых прожилков. Как правило, высокие содержания золота приурочены к прожилкам, обогащенным блеклыми рудами. Золото в данной зоне есть почти повсеместно.

Ту р а л ы к с к а я тектоническая зона расположена на крайнем западе описываемого района и прослежена в северо-восточном направлении на протяжении 5 км. Мощность ее 30—70 м. Она состоит из линзообразных тел окварцованных пород мощностью от 2—3 до 10 м, развитых по мраморизованным известнякам. Контакты тел окварцованных пород с вмещающими породами повсеместно нерезкие, часто в известняках имеются тонкие нитевидные прожилки и гнезда кварца неправильной формы.

Для данной зоны характерно исключительно бедное оруденение, представленное редкой мелкой вкрапленностью галенита и блеклых руд. Содержание золота, по данным химического анализа бороздовых и штучных проб, весьма неравномерное.

Таким образом, для всех трех зон характерно северо-восточное простирание (40—50°), относительно большая мощность (от первых десятков до сотен метров), значительная протяженность (до 15 км), линзообразный характер тел окварцованных пород и кварцевых жил как по простиранию, так и по падению на глубину, неравномерная гнездообразная минерализация, повсеместное наличие золота.

Золото данных тектонических зон генетически связано с Тичертышской гранитоидной интрузией. Кварцевые жилы, тела окварцованных карбонатных пород прорваны многочисленными дайками лабрадоровых и диабазовых порфиритов, ортофириров и сиенит-порфиритов, являющихся корнями девонских эффузивов.

Благоприятной средой для локализации золотого оруденения были карбонатные породы (доломиты и известняки), поэтому содержание золота в телах нацело окварцованных карбонатных пород значительно выше, чем в кварцевых жилах, секущих интрузивные породы.

Кроме того, в результате полевых наблюдений была обнаружена и опробована тектоническая зона северо-западного простирания, которая пересекает и смещает Ачкасовскую зону, пересекает карбонатные и интрузивные породы района. Общая протяженность ее 2,5 км, мощность 15—30 м. Вдоль тектонической зоны отмечается интенсивное окварцевание вмещающих пород. В одних случаях оно выражается в виде тонкого параллельного прожилкования с толщиной кварцевых прожилков от долей до 3—4 мм, мощность зоны окварцевания 20—25 мм. В других случаях в пределах тектонической зоны наблюдается серия круто падающих кварцевых жил северо-восточного и юго-западного падения мощностью от 2—3 до 15—20 см, реже до 1,5 м, по простиранию они прослеживаются на 25—40 м. В трех местах кварцевые жилы пересекают дайки девонских эффузивов и содержат в себе ксенолиты последних. В таких случаях зальбанды отличаются наиболее интенсивной минерализацией.

Кварц в жилах молочно-белый, сливной, участками друзовый, полупрозрачный, содержит вкрапленность халькопирита, примазки и корочки малахита и азурита. Видимого золота не обнаружено, но, по данным спектрохимического и пробирного анализов 200 проб, содержание его очень низкое. Кварцевые жилы в данной зоне более молодые, чем дайки нижнего девона, и, видимо, связаны с магматическими образованиями нижнего девона.

Выявленные золоторудные зоны додевонского возраста и нижнедевонское золоторуднение расширяют наши представления о золотоносности района и позволяют более направленно вести поисковоразведочные работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. П. С. Бернштейн. Многоярусное строение некоторых золоторудных месторождений и его значение для поисков скрытых рудных тел.— Сб. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
2. А. Я. Булыгини ко в. Золоторудные формации Кузнецкого Алатау.— Сб., посв. М. А. Усову. Томск, 1933.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (МАРИНСКАЯ ТАЙГА)

В. И. БАЖЕНОВ, А. М. МИТЮШИН

Центральное рудное поле расположено в северной части крупного гранодиоритового массива, который относится к широко распространенному в Кузнецком Алатау мартайгинскому магматическому комплексу. Возраст его принимается донижнедевонским. Состав интрузивного массива довольно пестрый. Наиболее основные разновидности пород типа габбро приурочены к эндоконтактам интрузии, в то время как кислые разновидности слагают ее центральную часть. В пределах рудного поля распространены преимущественно биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности гранодиорита, но местами количественные соотношения породообразующих минералов меняются и гранодиориты переходят в кварцевые диориты и диориты. Гранодиориты рудного поля обладают большим количеством меланократовых шпиль, соответствующих по составу диоритам или габбро-диоритам. Т. М. Дембо [2] рассматривает их как частично переработанные ксенолиты боковых пород, захваченных гранодиоритовой магмой.

Комплекс жильных пород, связанных с Центральненским гранодиоритовым массивом, включает в себя дайки аплитов и аплито-пегматитов, а также спессартитов, микродиоритов и диоритовых порфиров.

Аплиты и аплито-пегматиты образуют жилы мощностью до 0,5—0,10 м, одиночные или концентрирующиеся в виде довольно многочисленных серий. Относительный возраст их, несомненно, дорудный, ибо они пересечены кварцевыми жилами и вблизи последних подвержены типичным гидротермальным изменениям.

Вторая группа жильных пород (спессартиты и диоритовые порфиры) играет значительно большую роль в структуре рудного поля. Они выполняют протяженные трещины. Конфигурации стенок трещин прямолинейные, часто притертые. На них отмечаются зеркала скольжения. Протяженность отдельных даек достигает нескольких километров. По этим признакам трещины, вмещающие дайки спессартитов, можно отнести к трещинам скалывания. Вдоль контактов даек нередко наблюдаются последайковые подвижки, которые приводят иногда к раздроблению и даже полному истиранию дайки. В последнем случае в трещине сохраняется тектоническая глина зеленого цвета. По пространственной ориентировке среди даек меланократовых пород можно выделить три группы (рис. 1): 1) дайки северо-западного простирания; 2) дайки субмеридионального простирания; 3) дайки северо-восточного простирания. К по-

следним относятся дайки диоритовых порфиров. Падение даек крутое, обычно в западных румбах. Относительный возраст даек диорит-порфиров и спессартитов дорудный [6].

В структурном отношении рудное поле располагается вблизи крупного регионального Кузнецко-Алтайского разлома, который проходит в северо-северо-западном направлении в нескольких километрах к западу от рудного поля. Этот разлом, по данным Л. В. Алабина, характеризовался ранним заложением и длительной историей развития.

Из более мелких структур в пределах рудного поля устанавливается большое количество разрывных нарушений. По пространственной ориентировке можно выделить нарушения субмеридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания. Первые обычно контролируют спессартитовые дайки. Они представлены зонами раздробленных пород мощностью до 2—3 м, иногда 11—12 м. Породы, находящиеся внутри этих зон, подвергаются расщеплению, на стенках трещин часто появляются зеркала скольжения, сопровождаемые штрихами скольжения и т. д. По характеру перемещения зоны являются взбросо-сдвигами (по классификации И. А. Молчанова [3]).

Разрывные нарушения северо-западного простирания распространены не менее широко. В большинстве случаев они также залечены спессартитовыми дайками. Нарушения представлены зонами перемятых пород мощностью до 2—3 м, часто сопровождаемыми тектонической глиной. Они являются косыми согласными отрицательными взбросо-сдвигами. Относительный возраст нарушений дорудный, ибо они пересечены прожилками кварца, часто с сульфидами.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания имеют падение на северо-запад и юго-восток. Это мощные (до 2—3 м) зоны перемятых гранодиоритов, имеющие сложное строение. Нередко они сопровождаются небольшими прослоями тектонической глины. По своему типу они представляют собой, вероятно, взбросо-сдвиги, но амплитуда их неясна из-за отсутствия надежных маркирующих структурных элементов по обеим сторонам нарушения. Описываемые разрывные нарушения часто контролируют золотоносные кварцевые жилы и, реже, дайки диоритовых порфиров, которые отмечаются в южной части рудного поля. На этом основании относительный возраст нарушений должен рассматриваться как дорудный.

Кварцевые жилы, приуроченные к трещинам северо-восточного простирания, отличаются наиболее сложной морфологией. Большинство их имеет кулисообразное строение, что отчетливо наблюдается как по простиранию, так и по падению (Центральная и Дмитриевская жилы). Другая особенность кварцевых жил — наличие многочисленных апофиз как в лежащий, так и в висячий бок основной жилы. По мере удаления от основной жилы минерализация постепенно затухает и апофиза выклинивается.

Разрывные нарушения субширотного простирания распространены широко. Это обычно маломощные зоны перемятых пород. Характер перемещения по ним неясен из-за отсутствия смещаемых ими структурных элементов. Относительный возраст разрывных нарушений субширотного простирания, несомненно, дорудный, так как они в пределах рудного поля контролируют многочисленные золото-кварцевые жилы.

Кварцевые жилы субширотного простирания отличаются более простым строением. Они выполняют простые протяженные трещины с довольно выдержанными элементами залегания и сопровождаются зонами перемятых пород, мощность которых невелика и заметно уступает мощности перемятых пород в кварцевых жилах предыдущего типа.

Взаимоотношения разрывных нарушений позволяют установить последовательность их образования. Порядок их формирования следующий:

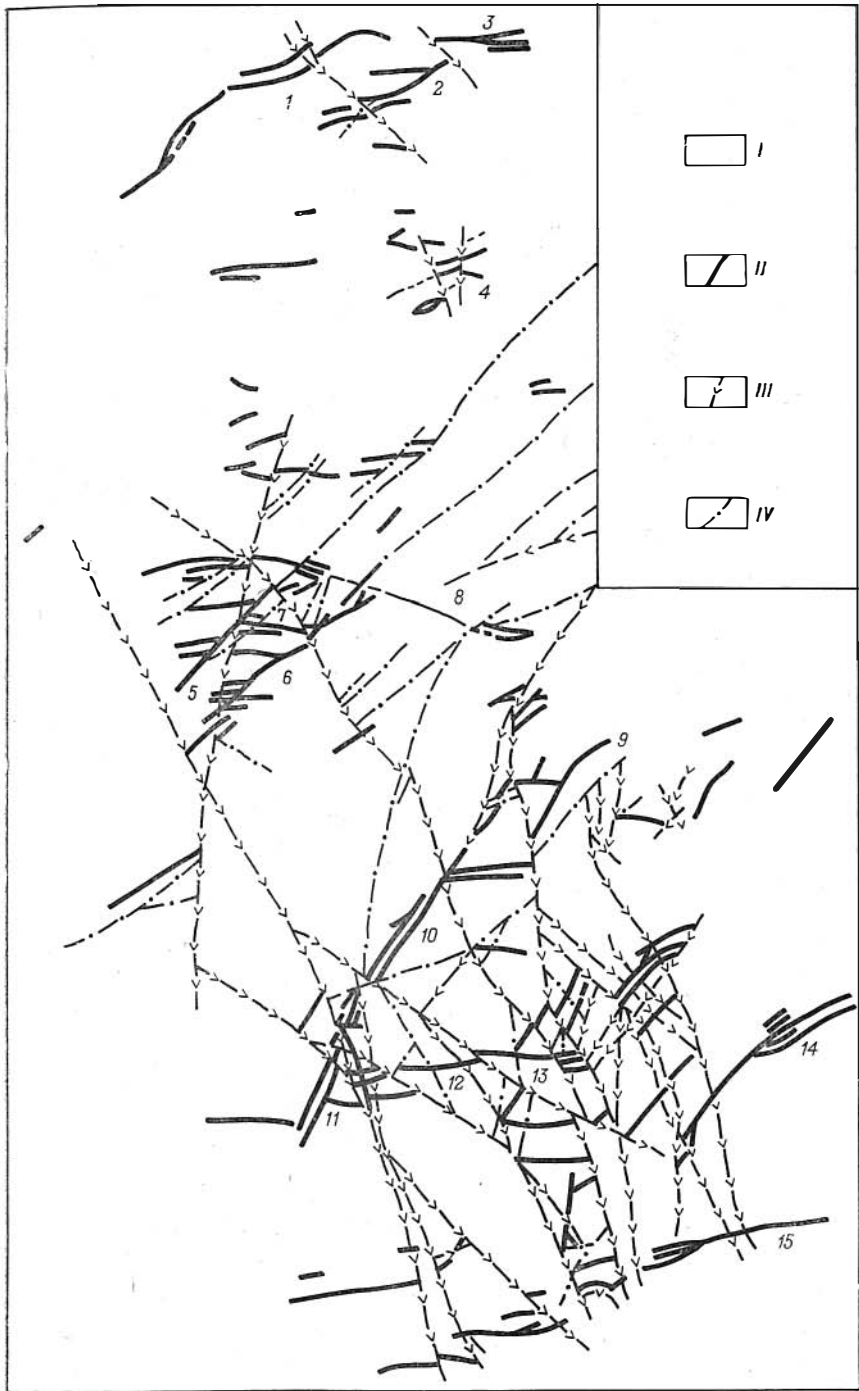


Рис. 1. Схема геологического строения Центрального рудного поля.

I — гранодиориты, II — кварцевые жилы, III — спессартиты, микродиориты, диоритовые порфиры, IV — разрывные нарушения. Кварцевые жилы: 1 — Веселая; 2 — Тысячная; 3 — Сибзолотовская, II; 4 — Дорожная; 5 — Решающая; 6 — Центральная; 7 — Казанская; 8 — Успенская; 9 — Сибзолотовская, I; 10 — Северная; 11 — Потерейная; 12 — Кавказская; 13 — Алтайская; 14 — Дмитриевская; 15 — Хребтовая.

1) субширотные, 2) северо-восточные, 3) северо-западные и 4) субмеридиональные нарушения.

В формировании структуры рудного поля очень важную роль сыграли также зоны повышенной трещиноватости гранодиоритов. По пространственной ориентировке среди них отчетливо выделяются две группы: 1) зона субширотного и 2) северо-восточного простираний. Это линейно вытянутые структуры, в пределах которых гранодиориты отличаются более интенсивной трещиноватостью по сравнению с окружающими участками. Удельная трещиноватость в гранодиоритах за пределами зон повышенной трещиноватости составляет 12—15 трещин на 1 м. Она может рассматриваться в качестве нормальной трещиноватости гранодиоритового массива. В пределах же зон повышенной трещиноватости она повышается до 30—34 трещины на 1 м, т. е. более чем в два раза.

Таким образом, основные структурные особенности Центрального рудного поля сформировались в дорудную эпоху. Однако тектонические подвижки продолжались и в интратрудную, и в послерудную эпохи.

Интратрудная тектоника проявлялась в виде неоднократного возобновления подвижек вдоль жильных трещин, обуславливая пространственное наложение разновозрастных минеральных ассоциаций в жильных трещинах.

Послерудная тектоника в рудном поле развита слабо. Она проявляется иногда в виде подновления вдольжильных трещин и в некотором раздроблении руд. Иногда отмечается образование небольших разрывных нарушений, которые пересекают и смещают кварцевые жилы. Однако амплитуда послерудных разрывных нарушений весьма невелика, она обычно не превышает 20—30 см. Поэтому большого влияния на структуру рудного поля послерудная тектоника не оказывает.

Основным типом золотого оруденения в пределах Центрального рудного поля являются золоторудные кварцевые жилы. В настоящее время известно 200 жил. По своему типу они относятся к умеренно сульфидным жилам.

В процессе формирования кварцевых жил можно выделить несколько стадий минерализации. Следует отметить, что при выделении последних основным критерием было пересечение одних минеральных ассоциаций другими.

1. Первая безрудная стадия минерализации. Минеральные ассоциации этой стадии представлены темно-серым, местами черным кварцем. При микроскопическом исследовании в нем устанавливается комплекс реликтовых минералов, серицит, мусковит, хлорит, рутил и др. Сульфидная и золотая минерализация с первой стадией не связаны.

2. Кварцево-пиритовая стадия минерализации представлена светло-серым среднезернистым кварцем с пиритом. Последний нередко слагает агрегаты сплошного серного колчедана.

3. Кварцево-арсенопиритовая стадия минерализации приурочена в основном к северной части рудного поля. Ее минеральные ассоциации сложены белым мелкозернистым кварцем с более или менее значительной примесью арсенопирита.

4. Кварцево-полиметаллическая стадия минерализации довольно широко развита в различных частях рудного поля. Ее минеральные ассоциации сложены белым крупнозернистым кварцем с разнообразным комплексом сульфидов: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, марказит, кубанит, эмлектит, энгрит, висмутин, аргентит, висмут, золото, серебро и другие минералы.

5. Хлоритовая стадия минерализации проявилась довольно слабо. Она представлена хлоритовыми прожилками, которые пересекают предыдущие

минеральные ассоциации, но, в свою очередь, пересечены последующими. Хотя прожилки хлорита встречаются в различных частях рудного поля, крупных скоплений они нигде не образуют.

6. Вторая безрудная кварцевая стадия минерализации. Она выражена крупнокристаллическим кварцем молочно-белого цвета. Никакой сульфидной минерализации с ней не связано.

7. Кварцево-карбонатная стадия минерализации — заключительная стадия гидротермального процесса. Ее минеральная ассоциация сложена кристаллами полупрозрачного и водяно-прозрачного кварца, кальцитом, анкеритом с примесью хлорита, эпидота, иногда турмалина, пирита, сфалерита и некоторых других минералов.

Вмещающие породы вблизи кварцевых жил подвержены типичным гидротермальным изменениям, которые выражаются в их березитизации.

Г. Л. Поспелов [4] и Д. А. Тимофеевский [8] считают, что многочисленные кварцевые жилы приурочены к системам эндокинетической трещиноватости гранодиоритового массива.

Н. А. Розанова [7, 8] выделяет в пределах рудного поля крупный разлом, который проходит в меридиональном направлении через все рудное поле, и рассматривает его в качестве регионального. Размеры этого нарушения сравнительно небольшие. Судя по направлению и амплитуде смещения, вычисленным по методу И. А. Молчанова, оно представляет собой косой несогласный отрицательный взбросо-сдвиг. Поэтому можно считать, что этот «разлом» на самом деле является разрывным нарушением локального характера с небольшой амплитудой перемещения. Распределение кварцевых жил в пространстве также свидетельствует о полном отсутствии пространственной связи с предполагаемым «разломом». Многочисленные кварцевые жилы располагаются иногда на расстоянии до нескольких километров от него.

Для кварцевых жил Центрального рудного поля характерно крайне неравномерное распределение в пространстве. Они концентрируются в виде полос северо-восточного и субширотного простирания и приурочены к зонам повышенной трещиноватости гранодиоритового массива.

Особый интерес представляют участки пересечения зон повышенной трещиноватости обоих направлений. Эти участки, отличающиеся наиболее интенсивной трещиноватостью пород и высокой концентрацией кварцевых жил северо-восточного и широтного направлений, мы выделяем под названием рудных узлов. Таких узлов в пределах описываемой площади можно выделить несколько (см. рис. 1). Они в основном пространственно совпадают с рудными узлами, выделенными Г. Л. Поспеловым [4]. Правда, не во всех случаях в рудных узлах одинаково четко выделяются кварцевые жилы обоих направлений. Так, в Центральном рудном узле развиты жилы как субширотного, так и северо-восточного направлений. С другой стороны, в Юбилейном и Октябрьском рудных узлах (в южной и северной частях рудного поля) преимущественно развиты жилы субширотного простирания, а количество жил другого направления весьма ограничено. В обоих случаях северо-восточное простирание структур подчеркивается многочисленными разрывными нарушениями, преимущественным направлением мелкой трещиноватости и немногочисленными кварцевыми жилами.

Наиболее высоким содержанием золота отличаются кварцевые жилы, которые расположены в пределах рудных узлов. Если жилы выходят за пределы рудных узлов, они быстро теряют свою мощность и золото. Характерным примером может служить жила Решающая северо-восточного простирания, расположенная в центральной части рудного поля (см. рис. 1). Кварцево-сульфидная и золотая минерализация в ней наблюда-

ется лишь в месте пересечения с полосой кварцевых жил субширотного простирания. К северу от нее жила переходит в неминерализованную зону перемятых пород.

Золото в кварцевых жилах распределено крайне неравномерно. В жилах, расположенных за пределами рудных узлов, обогащенные золотом участки имеют форму небольших по размеру гнезд, выделяющихся на фоне общих убогих содержаний металла. В кварцевых жилах, находящихся внутри рудных узлов, обогащенные участки имеют форму крупных вытянутых рудных столбов. Они обладают пологим склонением в

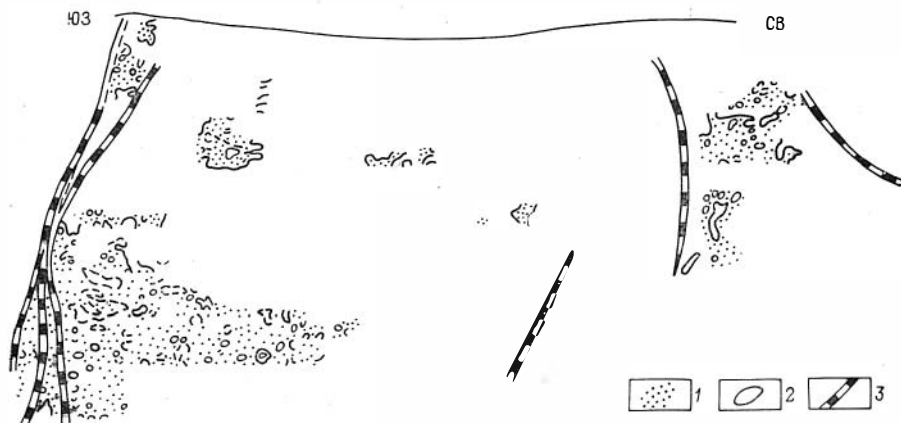


Рис. 2. Распределение золота в плоскости Кавказской жилы.

1 — участки с повышенным содержанием золота; 2 — участки жил повышенной мощности; 3 — дайки спессартитов и диоритовых порфиритов.

плоскости кварцевой жилы (рис. 2). Н. А. Розанова [7], рассматривая условия локализации рудных столбов в кварцевых жилах Центрального рудного поля, пришла к выводу, что раздувы кварцевых жил приурочены к полого падающим частям жильных трещин, а обогащение золотом — к их крутопадающим частям. Свои выводы она подтверждает данными по обробованию нескольких восстающих выработок.

Нами была проведена проверка этих положений методами математической статистики. За основу были приняты данные о мощности жил и содержании в них золота в местах замеров элементов залегания жил. На основании этих данных вычислялись коэффициенты корреляции следующих пар случайных величин: азимут падения — мощность жилы, азимут падения — содержание золота, угол падения — мощность жилы, угол падения — содержание золота.

Коэффициент корреляции близок нулю и только в двух случаях составляет около 0,1. Поэтому можно уверенно говорить об отсутствии линейной зависимости между этими двумя величинами. Низкие значения корреляционных отношений позволяют сделать вывод об отсутствии и нелинейной зависимости между основными параметрами жил и элементами залегания жильных трещин.

Рассматривая условия формирования рудных столбов в кварцевых жилах, необходимо иметь в виду условия формирования участков с жилами повышенной мощности и участков с повышенным содержанием золота.

При наблюдениях в горных выработках в различных частях рудного поля удастся установить, что наиболее мощные кварцевые жилы появляются там, где жильная трещина пересекает наиболее трещиноватые

породы. Поэтому была сделана попытка скоррелировать мощность кварцевых жил и удельную трещиноватость вмещающих пород (рис. 3). Коэффициент корреляции для двух случайных величин равен 0,546.

Особенности диаграммы и величина коэффициента корреляции свидетельствуют о наличии достаточно четкой прямой зависимости между этими двумя величинами. Как показывает изучение условий локализации золотого оруденения в горных выработках, обогащенные золотом участки залегают там, где вмещающие гранодиориты вблизи жильной трещины характеризуются интенсивной трещиноватостью.

Совершенно естественно, что эти участки были наиболее проницаемыми для рудоносных растворов; с другой стороны, раздробление гранодиоритов способствовало химическим реакциям, сопровождавшим проникновение рудоносных растворов во вмещающие породы. Это приводило к нарушению физико-химического равновесия в растворах и отложению в твердую фазу сульфидов тяжелых металлов и золота, а также способствовало замещению перемятых пород жильным кварцем и образованию раздувов кварцевых жил. За пределами зон повышенной трещиноватости, где растворы перемещались вдоль трещины среди массивных гранодиоритов, взаимодействие растворов с породами протекает очень слабо, в основном в результате диффузии вещества по порам. Поэтому физико-химическое равновесие изменялось здесь очень медленно и сульфиды и золото отлагались в виде незначительной вкрапленности в жильном кварце.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные о структуре Центрального рудного поля позволяют сделать вывод о том, что формирование основных структурных элементов рудного поля тесно связано с развитием Кузнецко-Алтайского регионального разлома. По отношению к последнему к структуре рудного поля занимают вполне закономерное положение. В период формирования структурных элементов рудного поля длинная ось эллипсоида деформации была ориентирована горизонтально, параллельно простиранию Кузнецко-Алтайского разлома (рис. 4). Короткая ось располагалась также горизонтально, в направлении, перпендикулярном линии простирания разлома. Средняя ось была ориентирована, по-видимому, вертикально.

В таком случае с направлением максимальных скальвающих усилий совпадают зоны смятия северо-восточного и северо-западного простирания. При этом последние развиты значительно слабее по сравнению с первыми. Ю. С. Шихин [10] считает, что зоны скальвания вдоль направлений максимальных скальвающих усилий первоначально закладываются как серия трещин отрыва, располагающихся кулисообразно по отно-

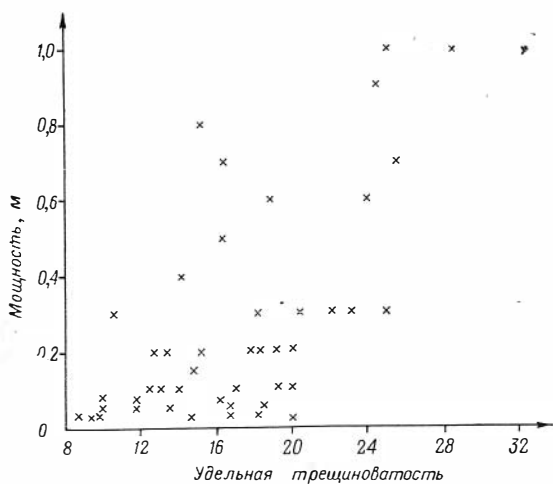


Рис. 3. Диаграмма зависимости мощности кварцевой жилы от удельной трещиноватости вмещающих пород.

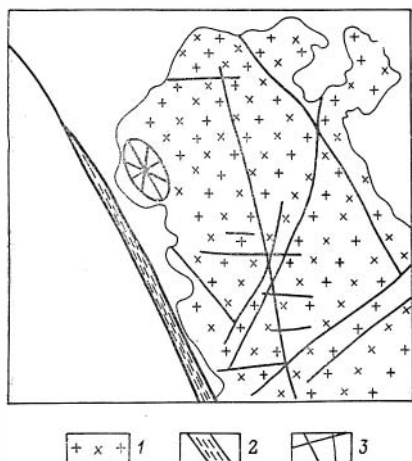


Рис. 4. Тектоническая схема Центрального рудного поля.

1 — Центральный гранодиоритовый массив; 2 — Кузнецко-Алтайский разлом, 3 — основные направления трещин в рудном поле.

широтных трещин и разрывных нарушений. Заложение системы субширотных эндокинетических трещин, представляющих собой систему поперечных трещин, несомненно, происходило в виде трещин отрыва. Их ориентировка по отношению к осям эллипсоида деформации также говорит о их принадлежности к трещинам отрыва. Но морфологические признаки этих трещин (прямолинейность, наличие притираний, тектонической глинки и т. д.) заставляют относить их к числу трещин скалывания. Поэтому мы можем предполагать, что трещины, первоначально заложенные как трещины отрыва, впоследствии претерпели трансформацию и приоткрывались как трещины скалывания. Это отмечает Е. А. Радкевич [5], которая считает, что трансформация поперечных трещин представляет собой распространенное явление. Очевидно, в нашем случае этому процессу способствовало то, что эндокинетические поперечные трещины субширотного простирания неполностью совпадают с ориентировкой короткой оси эллипсоида деформации. Поэтому их приоткрытие в качестве трещин отрыва неизбежно должно было сопровождаться подвижками.

Важную роль в формировании структуры рудного поля играют зоны повышенной трещиноватости. Их образование также связывается с подвижками по Кузнецко-Алтайскому разлому, по отношению к которому они играют роль оперяющих структур. Эти зоны повышенной трещиноватости контролируют локализацию кварцевых жил. Наиболее благоприятные условия для развития многостадийного процесса минерализации создавались на пересечении зон повышенной трещиноватости, где наблюдается наиболее интенсивное дробление пород. Это обеспечивало их наибольшую проницаемость для рудоносных растворов и взаимодействие последних с вмещающими породами.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Я. Булыгинов. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, 1948.

2. Т. М. Дембо. Явления анатексиса, гибризма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау.— Сов. геология, 1956, № 51.
 3. Н. А. Молчанов. Геометрический метод исследования дизъюнктивов и его применение для поисков смещенной части месторождения.— Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 60, 1939.
 4. Г. А. Поспелов. Тектоника Центрального золоторудного месторождения в Мар-тайге.— Сб. «Десятому съезду Ленинского комсомола». Томск, 1936.
 5. Е. А. Радкевич. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений.— В кн.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
 6. Н. А. Розанова. О взаимоотношениях даек меланократовых пород с золотым оруденением на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау).— Геология рудных месторождений, 1959, № 2.
 7. Н. А. Розанова. Структурные условия локализации золотого оруденения на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау).— Геология рудных месторождений, 1960, № 2.
 8. Н. А. Розанова. Об особенностях формирования структуры Центральенского рудного поля.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 56, 1963.
 9. Д. А. Тимофеевский. Золоторудное месторождение Центральное.— Тр. НИГРИЗолото, т. 5, 1952.
 10. Ю. С. Шихин. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. — В кн.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
-

ОКОЛУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В КОНТАКТЕ С ЗОЛОТОРУДНЫМИ КВАРЦЕВЫМИ ЖИЛАМИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ РУДНОМ ПОЛЕ (МАРИНСКАЯ ТАЙГА)

В. И. БАЖЕНОВ, И. В. КУЧЕРЕНКО

Основной тип золотого оруденения Центрального рудного поля — многочисленные золоторудные кварцевые жилы. Вмещающими для золоторудных кварцевых жил являются интрузивные породы Центрального массива. Они имеют сравнительно пестрый петрографический состав. Наиболее широко распространены гранодиориты. Местами отмечаются постепенные переходы в кварцевые диориты, граниты и граносиептиты. В целом породы массива обладают массивной текстурой и характерной гипидиоморфнозернистой структурой. Основные породобразующие минералы: плагиоклаз, олигоклаз-андезин, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом. Вторичные минералы — редкая сыпь и одиночные чешуйки серицита. Темноцветные минералы частично замещены хлоритом и эпидотом. Количественные соотношения породобразующих минералов варьируют в широких пределах, обуславливая петрографическое разнообразие пород массива.

Таблица 1

№ п/п	Содержание, вес. %						
	плагио- клаз	кварц	калиевый пол. шпат	роговая обманка	биотит и мусковит	хлорит	эпидот
1	49,47	24,50	12,56	—	6,57	5,55	1,35
2	71,74	21,04	5,25	—	—	1,97	—
3	55,70	25,34	6,26	0,73	4,14	7,84	—
4	62,41	23,24	5,07	0,48	3,80	—	—
5	64,63	25,82	2,73	0,60	—	5,56	0,66
6	40,56	24,21	21,44	—	13,16	—	—
7	44,00	21,80	27,43	—	—	5,36	1,35
8	50,85	32,40	11,26	1,34	1,95	2,20	—

Примечание. 1—4 — гранодиорит, жила Центральная, гор. 469 м, 5 — гранодиорит, жила Центральная, гор. 380 м, 6 — граносиепит, жила Центральная, гор. 380 м, 7 — граносиепит, Военная шахта, отвал, 8 — гранит, Дермонтовская жила, отвал.

Представление о минералогическом составе пород дает табл. 1, где приведен количественный минералогический состав различных типов пород.

Примеры химических анализов изверженных пород приведены в табл. 2.

Вмещающие породы вблизи кварцевых жил подвергаются березитизации. Мощность березитизированных зон колеблется в широких пределах (от 0,5—1,0 мм до 3—4 м), меньше всего она в кварцевых жилах или участках жил, залегающих среди массивных слабо нарушенных гранодиоритов. Очевидно, участки катаклазированных пород были наиболее проницаемыми для гидротермальных растворов и благоприятной средой для проявления в них процессов гидротермального изменения.

По степени изменения можно выделить две разновидности измененных пород — березитизированные гранодиориты и березиты. Однако следует подчеркнуть, что переходы от неизмененных пород к типичным березитам весьма постепенные и березитизированные гранодиориты выделены нами с целью показать характер начальных стадий изменения петрографического состава пород. Ниже приводится краткое описание упомянутых разновидностей.

Березитизированные гранодиориты слагают обычно краевую кайму березитов на границе последних с гранодиоритами, а также являются единственным продуктом гидротермального метасоматоза в тех случаях, когда кварцевые жилы залегают среди массивных вмещающих пород. Мощность зоны березитизированных пород колеблется обычно от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Березитизированные гранодиориты сохраняют гипидноморфнозернистую структуру гранодиоритов, однако минералы в той или иной степени изменены. Плагноклазы покрыты лишь редкой пылью чешуек серицита.

Калиевые полевые шпаты и кварц, как правило, не несут следов изменений. Лишь изредка отмечается слабая перекристаллизация кварца.

Блотит и роговая обманка обычно замещены в различной степени хлоритами, иногда с эпидотом, чем обусловлен зеленый оттенок породы. Более сильное изменение влечет за собой образование полных псевдоморфоз хлоритов по первичным темноцветным минералам и даже частичное замещение хлоритов мусковитами.

Акцессорные минералы не изменяются.

Березиты, как упоминалось, слагают зоны измененных пород, прилегающие к кварцевым жилам, и являются продуктами интенсивных изменений. Макроскопически они представляют собой серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые плотные или трещиноватые породы, в массе которых можно различить вкрапленники кварца, пирита, арсенопирита, блестки слюд. Под микроскопом видно, что структура исходной породы обычно полностью уничтожена. Березиты обладают гранобластовой, лепидобластовой или гранолепидобластовой, а в ряде случаев порфиробластовой структурой, свидетельствующей о полной перекристаллизации первичных пород, сопровождающейся некоторым перемещением продуктов изменения. Минералы исходных пород претерпели полное изменение с образованием кварца, бесцветных слюд, иногда карбонатов и других минералов. Лишь изредка в березитах сохраняются реликты минералов гранодиоритов или их березитизированных разновидностей.

Кварц в березитах представлен двумя разновидностями — крупнозернистой (размер зерен около 1 мм в поперечнике) и мелкозернистой (размер зерен не превышает первых десятых долей миллиметра в поперечнике). Обе разновидности составляют в сумме 60—70% породы. Значительная часть кварца мелкозернистая, находится в тесном срастании с мелкочешуйчатыми бесцветными слюдками. Повсеместно мелкозернистый кварц обнаруживает признаки частичного замещения других минералов, таких как мусковит, плагноклаз, калиевые полевые шпаты и другие. Замещающий мусковит, мелкозернистый кварц внедряется по спайности и в случаях полного замещения иногда образует псевдоморфозы.

Химический состав гранодiorитов и гидротермально

Компоненты	Гранодиорит, обр. № 662, Центральная жила, гор. 153 м		Березит, обр. № 665, Центральная жила, гор. 153 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменен- ной породой, кг
	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	
SiO ₂	67,20	1882,65	70,90	1966,51	+83,86
Al ₂ O ₃	15,93	445,50	16,82	466,07	+20,57
Fe ₂ O ₃	0,20	5,78	1,98	54,90	+49,12
FeO	3,54	99,00	0,88	24,13	-74,87
TiO ₂	0,34	9,63	0,23	6,32	-3,31
MnO	0,02	0,55	0,01	0,27	-0,28
MgO	1,05	29,70	0,87	24,13	-5,57
CaO	3,00	84,42	0,90	24,93	-59,49
Na ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—
ΣNa ₂ O + K ₂ O	5,31	148,22	2,86	80,32	-67,90
H ₂ O	0,20	5,78	0,10	2,79	-2,99
S	—	—	—	—	—
п. п. п.	1,38	38,77	3,20	89,63	+50,86
С у м м а	98,17	2750,00	98,75	2740,00	
Объемный вес	2,75		2,74		

Компоненты	Гранодиорит, обр. № 948, Ложно-Казанская жила, гор. 183 м		Березит, обр. № 947, Ложно-Казанская жила, гор. 183 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменен- ной породой, кг
	по анализу, вес. %	вес в объеме 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес в объеме 1 м ³ , кг	
SiO ₂	67,70	1841,40	69,60	1930,62	+89,22
Al ₂ O ₃	16,37	442,53	15,04	416,48	-26,05
Fe ₂ O ₃	0,60	16,20	1,38	38,90	+22,70
FeO	2,47	66,96	2,30	63,57	-3,39
TiO ₂	0,39	10,53	0,23	6,58	-3,95
MnO	0,04	1,08	0,01	0,28	-0,8
MgO	0,50	13,77	0,90	25,20	+11,43
CaO	4,40	119,07	3,50	97,00	-22,07
Na ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—
ΣNa ₂ O + K ₂ O	5,37	145,26	3,81	105,50	-39,76
H ₂ O	0,06	1,62	0,10	2,74	+1,12
S	—	—	—	—	—
п. п. п.	1,53	41,58	1,92	53,13	+11,55
С у м м а	98,93	2700,00	98,79	2740,00	
Объемный вес	2,70		2,74		

Таблица 2

измененных пород Центрального рудного поля

Гранодиорит, обр. № 845, Центральная жила, гор. 153 м		Березит, обр. № 843, Центральная жила, гор. 153 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменной породой, кг
по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	
67,68	1885,0	63,68	1754,84	-100,16
17,21	469,38	16,05	443,63	-25,75
1,97	53,38	3,04	84,35	+30,97
1,23	33,33	1,50	40,95	+7,62
0,45	12,20	0,44	12,01	-0,19
0,04	1,12	0,05	1,36	+0,24
0,65	17,62	0,58	16,11	-1,51
3,90	106,22	3,70	102,39	-3,83
4,15	113,27	0,82	22,93	-90,34
1,05	28,45	3,99	110,29	+81,84
5,20	141,72	4,81	133,22	-8,50
0,18	4,86	0,13	3,55	-1,31
—	—	—	—	—
0,56	15,17	4,91	137,59	+122,42
99,27	2710,00	98,89	2730,00	
2,71		2,73		

Продолжение табл. 2

Гранодиорит, обр. № 239 Центральная жила, гор. 300 м		Березит, обр. № 238 Центральная жила, гор. 300 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменной породой, кг
по анализу, вес. %	вес в объеме 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес в объеме 1 м ³ , кг	
68,98	1864,20	64,02	1750,39	-113,81
16,14	435,48	14,58	398,64	-36,84
0,59	15,48	1,17	31,98	+16,50
3,01	81,32	9,56	261,24	+179,92
0,23	6,14	0,23	6,23	+0,09
0,02	0,53	0,01	0,28	-0,25
1,19	32,04	1,19	32,52	+0,48
2,70	72,89	1,60	43,90	-28,99
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
4,52	122,20	4,27	116,80	-5,4
0,10	2,60	0,20	5,42	+2,82
—	—	—	—	—
1,30	37,12	2,30	62,60	+25,48
98,78	2670,00	99,13	2710,00	
2,67		2,71		

Компоненты	Гранодиорит, обр. № 277, Центральная жила, гор. 300 м		Березит, обр. № 278, Центральная жила, гор. 300 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменен- ной породой, кг
	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	
SiO ₂	68,40	1857,16	71,53	1960,03	+102,87
Al ₂ O ₃	16,05	435,76	17,18	470,56	+34,80
Fe ₂ O ₃	1,38	37,88	1,00	27,47	-9,91
FeO	2,65	72,36	1,23	33,73	-38,63
TiO ₂	0,23	6,18	0,46	13,06	+6,88
MnO	0,03	0,816	0,01	0,272	-0,54
MgO	1,16	31,46	1,09	29,92	-1,54
CaO	3,20	86,88	1,20	32,91	-53,97
Na ₂ O	3,54	96,03	0,47	12,78	-83,25
K ₂ O	1,13	30,93	2,79	76,44	+45,51
ΣNa ₂ O + K ₂ O	4,67	126,96	3,26	89,22	-37,74
H ₂ O	0,10	2,63	0,20	5,44	+2,76
S	—	—	—	—	—
п. п. п.	1,20	32,37	2,10	57,39	+25,02
С у м м а	99,07	2690,0	99,31	2720,00	
Объемный вес	2,69		2,72		

Компоненты	Гранодиорит, обр. № 293, Центральная жила, гор. 300 м		Березит, обр. № 291, Центральная жила, гор. 300 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменен- ной породой, кг
	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	
SiO ₂	68,26	1851,62	67,76	1801,42	-50,2
Al ₂ O ₃	15,75	424,72	15,31	406,9	-17,82
Fe ₂ O ₃	1,38	37,52	1,57	41,24	+3,72
FeO	2,65	72,38	1,95	51,68	-20,7
TiO ₂	0,23	6,18	0,46	12,26	+6,08
MnO	0,02	0,54	0,02	0,52	-0,02
MgO	1,19	32,04	0,65	17,23	-14,81
CaO	3,0	81,42	2,90	77,52	-3,9
Na ₂ O	3,97	107,55	2,81	74,90	-32,85
K ₂ O	1,25	34,31	1,71	45,15	+10,84
ΣNa ₂ O + K ₂ O	5,22	142,06	4,52	120,05	-22,01
H ₂ O	0,04	1,08	0,10	2,61	+1,53
S	—	—	—	—	—
п. п. п.	1,12	30,44	2,96	78,56	+48,13
С у м м а	98,86	2680,00	98,20	2610,00	
Объемный вес	2,68		2,61		

Продолжение табл. 2

Гранодиорит, обр. № 281, Центральная жила, гор. 300 м		Березит, обр. № 280а, Центральная жила, гор. 300 м		Березит, обр. № 280б, Центральная жила, гор. 300 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменной породой, кг	
по анализу, вес. %	вес. 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	пара образцов 281—280а	пара образцов 281—280б
67,78	1832,69	64,30	1708,34	66,76	1836,0	-124,35	+3,31
16,15	433,13	15,91	420,83	17,28	475,73	-12,35	+42,55
0,79	20,28	1,19	30,10	1,58	43,52	+9,82	+23,24
3,18	83,65	1,59	40,93	2,65	72,62	-42,67	-11,03
0,23	6,12	0,34	8,93	0,34	9,25	+2,86	+3,13
0,02	0,53	0,04	1,05	0,04	1,09	+0,52	+0,56
1,23	32,11	0,54	14,26	1,59	43,49	-17,85	+11,38
3,30	88,84	5,30	146,42	2,20	60,38	+57,58	-28,46
1,12	30,32	—	—	2,76	76,33	—	+46,06
3,63	99,22	—	—	0,75	20,90	—	-78,32
4,80	129,54	5,39	142,83	3,51	97,23	+14,34	-32,26
0,12	3,19	0,18	4,74	0,12	3,26	+1,55	+0,07
—	—	—	—	—	—	—	—
1,15	30,87	4,53	121,42	2,78	77,38	+90,55	+46,51
93,75	2660,0	99,36	2640,0	93,85	2720,0		
2,66		2,64		2,72			

Продолжение табл. 2

Гранодиорит, обр. № 64 ^а , Центральная жила, гор. 460 м		Березит темн., обр. № 64 ^б , Центральная жила, гор. 460 м		Березит светл., обр. № 64 ^а , Центральная жила, гор. 460 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменной породой, кг	
по анализу, вес. %	вес. 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	пара образцов 62—64 ^б	пара образцов 62—64 ^а
67,80	1826,61	67,62	1893,0	53,92	1698,21	+71,19	-128,6
16,77	451,76	18,83	526,30	17,03	490,96	+74,54	+39,20
0,99	26,83	1,38	38,50	1,72	49,35	+11,67	+22,52
2,65	71,54	3,18	89,19	12,96	373,65	+17,65	+302,11
0,34	8,94	0,46	12,74	0,46	13,26	+3,8	+4,32
0,01	0,27	0,01	0,28	0,04	1,13	+0,01	+0,86
1,16	31,44	0,94	26,04	1,34	38,35	-5,4	+6,91
3,00	80,76	1,00	27,7	1,00	28,76	-53,06	-52,00
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
6,04	163,15	2,46	68,98	1,18	33,84	-94,17	-129,31
0,02	0,54	—	—	0,12	3,38	-0,54	+2,84
—	—	—	—	—	—	—	—
1,78	47,96	2,92	82,27	3,10	89,11	+34,31	+41,15
100,56	2710,0	93,71	2770,0	97,87	2820,0		
2,71		2,77		2,82			

Компоненты	Гранодиорит, обр. 79, Центральная жила, гор. 460 м		Березит, обр. 80 ¹ , Центральная жила, гор, 460 м		Березит, обр. 80 ² , Центральная жила, гор. 460 м	
	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг
SiO ₂	67,30	1829,79	64,64	1741,5	68,10	1835,94
Al ₂ O ₃	17,04	462,16	17,54	472,36	17,40	469,14
Fe ₂ O ₃	1,18	32,35	2,17	58,64	0,69	18,56
FeO	2,83	76,96	3,72	100,34	2,30	62,14
TiO ₂	0,34	9,20	0,46	12,37	0,46	12,37
MnO	0,02	0,54	0,03	0,81	0,02	0,54
MgO	1,34	36,5	1,38	37,12	0,83	22,30
CaO	3,50	95,39	2,30	62,14	2,50	67,35
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—
ΣNa ₂ O + K ₂ O	4,64	126,29	4,80	129,66	4,71	126,98
H ₂ O	—	—	0,16	4,3	0,58	15,69
S	—	—	—	—	—	—
п. п. п.	1,50	40,92	2,62	70,76	2,18	58,99
С у м м а	99,69	2710,0	99,82	2690,0	99,77	2690,0
Объемный вес	2,71		2,69		2,69	

Компоненты	Гранодиорит, обр. 87, Июньская шахта, отвал		Березит, обр. 87 ¹ , Июньская шахта, отвал		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменной породой, кг
	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	
SiO ₂	68,70	1863,0	78,44	2183,59	+320,59
Al ₂ O ₃	15,72	426,06	9,66	268,69	-157,37
Fe ₂ O ₃	0,98	26,73	2,75	76,73	+50,00
FeO	1,94	52,65	1,32	36,84	-15,81
TiO ₂	0,34	9,45	0,22	6,09	-3,36
MnO	0,04	1,08	0,01	0,28	-0,80
MgO	0,40	10,8	0,32	8,86	-1,94
CaO	4,70	127,44	1,30	36,29	-91,15
Na ₂ O	4,24	115,02	0,57	15,79	-99,23
K ₂ O	1,16	31,32	1,53	42,66	+11,34
ΣNa ₂ O + K ₂ O	5,40	146,34	2,10	58,45	-87,89
H ₂ O	0,06	1,62	0,10	2,77	+1,15
S	—	—	—	—	—
п. п. п.	1,28	34,83	3,29	91,42	+56,58
С у м м а	99,56	2700,0	99,51	2770,0	
Объемный вес	2,70		2,77		

Продолжение табл. 2

Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменен- ной породой, кг		Гранодиорит, обр. 81, Центральная жила, гор. 460 м		Березит, обр. 82, Центральная жила, гор. 460 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменен- ной породой, кг
пара образ- цов 79—80	пара образ- цов 79—80	по анали- зу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	
-88,29	+6,15	67,14	1817,10	65,04	1707,87	-109,23
+10,2	+6,98	16,84	455,76	17,03	447,42	-8,34
+26,39	-13,69	0,80	21,60	3,73	98,10	+76,50
+23,28	-14,82	3,01	81,54	3,36	88,34	+6,80
+3,17	+3,17	0,23	6,21	0,34	8,94	+2,73
+0,27	—	0,04	1,08	0,02	0,54	-0,54
+0,62	-14,20	1,19	32,13	1,09	28,72	-3,41
-33,25	-28,04	3,50	94,77	3,00	78,86	-15,91
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
+3,37	+0,69	5,28	142,83	5,73	150,40	+7,57
+4,3	+15,69	0,16	4,32	0,1	2,71	-1,61
—	—	—	—	—	—	—
+29,84	+18,07	1,78	42,66	3,72	98,10	+55,44
		99,77	2700,0	103,16	2710,0	
			2,70		2,71	

Продолжение табл. 2

Гранодиорит, в 5 см от жилы, обр. 90, Июньская шахта, отвал		Березит, в 1 см от жилы, обр. 89, Июнь- ская шахта, отвал		Березит, в 0,5 см от жилы, обр. 90 ^а , Июнь- ская шахта, отвал		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неиз- менной породой, кг	
по анали- зу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анали- зу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анали- зу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	пара об- разцов 90—89	пара об- разцов 91—90 ^а
68,16	1853,55	65,76	1802,03	66,72	1821,96	-51,52	-31,59
15,29	416,07	15,65	428,40	16,15	440,91	+12,33	+24,84
0,98	26,46	0,79	21,49	0,40	10,80	-4,97	-15,66
2,83	76,95	3,70	101,18	2,12	57,78	+24,23	-19,17
0,39	10,53	0,54	14,69	0,40	10,53	+4,16	—
0,04	1,08	0,07	1,96	0,04	1,08	+0,88	—
0,32	8,64	0,94	25,41	0,22	5,94	+16,77	-2,70
3,40	92,61	3,70	101,18	3,40	92,88	+8,57	+0,27
4,61	125,28	3,45	94,39	3,95	107,73	-30,89	-17,55
0,69	18,90	1,76	48,20	2,18	59,40	+29,30	+40,50
5,30	144,18	5,21	142,59	6,13	167,13	-1,59	+22,95
0,02	0,54	0,12	3,28	0,02	0,54	+2,74	—
—	—	—	—	—	—	—	—
2,55	69,39	2,84	77,79	3,31	90,45	+8,40	+21,06
99,28	2700,0	99,32	2700,0	98,91	2700,0		
	2,70		2,72		2,70		

Компоненты	Гранодиорит, обр. 1623—3, Кавказская жила, гор. 138 м		Березит, обр. 1623—2, Кавказская жила, гор. 138 м		Привнос (+), вынос (-) по сравнению с неизменен- ной породой, гг
	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	по анализу, вес. %	вес 1 м ³ , кг	
SiO ₂	65,49	1830,43	64,86	1854,51	+24,08
Al ₂ O ₃	17,05	476,30	19,25	550,68	+74,38
Fe ₂ O ₃	1,64	45,92	2,48	70,92	+24,99
FeO	2,31	64,62	0,52	14,96	-49,66
TiO ₂	0,31	8,52	0,54	15,51	+6,99
MnO	0,03	0,82	0,03	0,83	+0,01
MgO	0,93	25,85	1,00	28,53	+2,68
CaO	4,22	117,97	0,76	21,61	-96,36
Na ₂ O	4,64	129,52	0,13	3,60	-125,92
K ₂ O	1,79	50,05	5,93	169,80	+119,75
ΣNa ₂ O + K ₂ O	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—
S	сл.	—	1,37	39,06	+39,06
п. п. п.	—	—	—	—	—
Сумма	98,41	2750,0	96,87	2770,0	
Объемный вес	2,75		2,77		

В кварце часто сохраняются реликты замещенных минералов: серицита, мелкие чешуйки которого располагаются в виде пятен, сохраняющих форму замещенных зерен полевого шпата; цепочек и пятен непрозрачного рудного минерала, возникших в результате замещения кварцем темноцветных минералов гранодиорита и продуктов их изменения — хлорита и мусковита. Иногда отмечаются включения реликтовых зерен калиевого шпата.

Крупнозернистый кварц давлен. В нем часто отмечается резковолнистое и струйчатое погасание, иногда грануляция, сопровождаемая перекристаллизацией в мелкозернистый агрегат. Эта разновидность кварца является, по-видимому, продуктом перекристаллизации при околожильном метасоматозе.

Бесцветные слюды, представленные серицитами и мусковитом, образуют также две морфологические разновидности — крупные чешуи и мелкочешуйчатые агрегаты. Повсеместно обе разновидности слагают псевдоморфозы по тем минералам, за счет которых они сформировались. Так, скопления мелкочешуйчатых слюд часто сохраняют форму зерен полевых шпатов, а сравнительно крупные (более 1—2 мм) чешуи мусковита, предпочтительно развивающиеся в качестве псевдоморфоз, сохраняют форму первичных темноцветных минералов, которые на первых стадиях изменения были замещены хлоритами.

Иногда в качестве примеси в березитах присутствуют хлориты, представленные магниезальной (пеннин) и магниезально-железистой (дафнит) разновидностями. Первая является реликтовым минералом исходной породы, а распространение дафнита тесно связано с мелкочешуйчатым серицитом.

Из числа рудных минералов встречаются пирит и, реже, арсенопирит. Они образуют редкую вкрапленность и составляют не более 1—5% объема породы.

Карбонаты представлены лишь одной разновидностью — кальцитом. Последний играет довольно скромную роль и образует редкие ксеноморфные зерна или агрегаты, а также жилки. Сравнительно редко устанавливаются измененные породы, состоящие нацело из кальцит-серицитового агрегата.

Акцессорные примеси: сфен, лейкоксен, рутил, апатит и циркон.

В некоторых участках проявляется более позднее наложенное окварцевание березитов, в результате чего возникают породы, состоящие в основном из кварца с примесью небольшого количества чешуек серицита. Иногда содержание серицита настолько мало, что наблюдаются постепенные переходы к жильному кварцу.

Таким образом, анализ изменения петрографического состава пород, находящихся на различных этапах околожильных изменений, позволяет сделать вывод о последовательности преобразований минералогического состава в процессе березитизации гранодиоритов. Эта последовательность представляется в следующем виде.

1. Хлоритизация темноцветных минералов исходной породы, слабая серицитизация плагиоклазов. Возможно, этот процесс частично протекал в связи с аутометаморфизмом.

2. Полное разложение плагиоклазов с образованием серицита и кварца и интенсивное замещение хлоритов мусковитом с образованием полных псевдоморфоз.

3. Замещение калиевого полевого шпата кварцем. Иногда очень слабая его серицитизация.

4. Окварцевание, карбонатизация и сульфидизация пород. Возможно, источником железа для образования пирита отчасти служили темноцветные компоненты исходных пород.

Последние процессы наиболее интенсивно проявились вблизи кварцевых жил и отличались локальным распространением.

Для решения вопроса о миграции вещества в результате околожильных изменений мы воспользовались методом расчета баланса вещества с учетом пористости как наиболее точным из существующих в настоящее время методов [5]. Химические анализы пород и результаты расчетов приведены в табл. 2.

Данные этой таблицы позволяют сделать некоторые выводы, касающиеся поведения отдельных компонентов породы в процессе их гидротермального изменения.

Кремнезем, как известно, основной компонент изверженных горных пород. В процессе околорудных изменений он в одних случаях выносится, а в других — привносится. Величина привноса — выноса достигает 320 кг/м^3 (табл. 2), что составляет 17,1% его содержания в исходной породе.

Глинозем — также важный породообразующий окисел. Вариации его привноса — выноса незначительны. Они, как правило, не превышают 30—40 кг/м^3 , или 9,7% количества Al_2O_3 в исходной породе. Эти величины можно рассматривать как лежащие в пределах точности химических анализов, нормальной вариации состава исходной породы и точности самой методики пересчета. Поэтому можно полагать, что глинозем в процессе околорудных изменений является малоподвижным, инертным компонентом. Лишь в отдельных случаях вынос Al_2O_3 достигает 157 кг/м^3 , или 36% веса исходной породы, что доказывает отчасти его подвижность в гидротермальном процессе, сопровождающемся заметным окварцеванием березита.

Окисное и закисное железо в березитах входит в состав магнезиально-железистых хлоритов, сульфидов, реже железо-магнезиальных карбонатов. Анализ поведения этих окислов в процессе березитизации пород

показывает, что в большинстве случаев наблюдается заметный привнос окисного железа при некотором уменьшении содержания закисного. Привнос Fe_2O_3 достигает 35,4% его содержания в исходной породе, а вынос FeO — 75%. Это отчасти можно объяснить некоторым окислением двухвалентного железа. Но в некоторых случаях имеет место явный привнос как закисного, так и окисного железа. Для Fe_2O_3 величина привноса достигает 84% содержания его в исходной породе, для FeO — 42,2%.

Известь в процессе околорудных изменений является легкоподвижным компонентом породы. При березитизации гранодиоритов в 14 случаях из 17 наблюдается ее заметный вынос (до 81% от ее содержания в исходной породе) и лишь в трех случаях — некоторый привнос. Как показывают петрографические исследования, это происходит тогда, когда березиты подвергаются наложенному процессу карбонатизации породы.

Щелочи Na_2O и K_2O также ведут себя в процессе березитизации как легкоподвижные компоненты. В 12 случаях из 17 имеет место их вынос до 79% их количества в исходной породе и лишь в редких случаях — их незначительный привнос (до 16% ее содержания в исходной породе). При этом заметно обогащение березитов калием за счет выноса натрия.

Окиси титана, магния, марганца в процессе околорудных изменений малоподвижны. Их количества при этом варьируют настолько слабо, что их можно рассматривать как лежащие в пределах точности методики анализа.

Изученные околорудные изменения вмещающих пород являются результатом воздействия на интрузивные породы гидротермальных растворов ранней стадии постмагматического процесса, в прэдрудный период формирования Центрального месторождения.

Большой интерес представляет выяснение вопроса о физико-химических условиях, в которых протекал процесс околорудных изменений. Разложение полевых шпатов с образованием серицита происходит в условиях повышенных температур (более 200°) в нейтральной, слабощелочной или слабощелочной среде [9]. Важным критерием для оценки состава растворов является величина рН суспензии минералов. Считается, что она отвечает тем условиям, в которых происходило образование минерала. Так, рН суспензии кальцита колеблется от 7,8 до 9,5 [3]. Присутствие железистых хлоритов также указывает на щелочной характер среды [10].

Гидротермальные растворы были богаты щелочами, главным образом калием, что способствовало разложению плагиоклазов и образованию серицита, сопровождаемому выносом натрия и привносом калия. Натрия в березитах немного: это либо реликты полевых шпатов, либо парагонит, содержащий в качестве примеси к калиевой слюде [4]. Характерная особенность процесса березитизации Центрального рудного поля — отсутствие шахматного альбита, развивающегося по калиевым полевым шпатам. Как уже отмечалось выше, даже в полностью березитизированных породах нередко сохраняются включения совершенно свежего калиевого полевого шпата. Лишь в крайне редких случаях удается наблюдать разложение их с образованием редких чешуек мусковита и кварца. Вблизи жилы калиевых полевых шпатов нет. Поэтому приходится согласиться с мнением Н. И. Бородаевского и М. Б. Бородаевской [1] о том, что распад калиевых полевых шпатов осуществляется скачком с образованием кварцево-слюдистого агрегата, причем при определенной концентрации растворов.

Щелочной характер гидротермальных растворов обуславливает также и заметную миграцию тех компонентов, которые в этой обстановке

создают легкорастворимые химические соединения. Это в первую очередь касается кремнезема и глинозема. Другие компоненты, которые в щелочной среде не образуют легкорастворимых соединений, оказываются в процессе околожильных изменений малоподвижными (Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 и др.).

На основании приведенных материалов трудно сделать вывод об источнике вещества, привносимого в процессе околожильных изменений. Вероятным источником кремнезема служат сами вмещающие породы, подвергающиеся гидротермальным изменениям. С другой стороны, источник сероводорода, углекислоты и ряда других компонентов, несомненно, магматический.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. И. Бородаевский, М. Б. Бородаевская. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
 2. А. Я. Булытников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, изд. Томск. ун-та, 1948.
 3. Г. И. Бушинский. Геохимия осадочного процесса.— В кн.: «Спутник полевого геолога-нефтяника», т. 1. Гостоптехиздат, 1954.
 4. Н. Н. Курок. Серицитсодержащие породы.— В кн.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
 5. Н. И. Наконник. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, ч. 87, вып. 4, 1958.
 6. Н. А. Розанова. О взаимоотношениях даек меланократовых пород с золотым оруденением на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау).— Геология рудных месторождений, 1959, № 2.
 7. Н. А. Розанова. Структурные условия локализации золотого оруденения на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау).— Геология рудных месторождений, 1960, № 2.
 8. Д. А. Тимофеевский. Золоторудное месторождение Центральное.— Тр. НИГРИЗолото, т. 5, 1952.
 9. Р. Л. Фолк. Лабораторные исследования изменения полевых шпатов и получающихся при этом продуктов.— В сб.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
 10. В. В. Щербина. Минералы переменного состава как химические индикаторы среды.— Разведка и охрана недр, 1954, № 2.
-

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БЕРИКУЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. И. КУЧИН

Берикульское золоторудное месторождение входит в группу рудных полей Берикульского золоторудного района.

Месторождение расположено на северо-восточном склоне Кузнецкого Алатау в пределах так называемой Мариинской тайги. Оно приурочено к северо-восточному крылу антиклинальной складки, сложенной метаморфизованными (ороговикованными) плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами и туфами Мартайгинской формации, по В. К. Моницу, или порфиритовой толщи кембрия, по В. А. Врублевскому.

В замке складки, вытянутой в северо-западном направлении, залегают мраморизованные известняки нижнего кембрия и позднего докембрия. Синклиналиальная складка, расположенная к северо-востоку от Берикульской антиклинали, разорвана и проплавлена крупным интрузивом каледонского магматического цикла (Дудетский батолит).

Рудное поле Старого Берикуля, имеющее небольшую ширину, вытянуто на значительную длину параллельно оси складки с северо-запада на юго-восток. Есть основание предполагать объединение Старо-Берикульского и Ново-Берикульского рудных полей в единое рудное поле.

Вмещающими породами для рудных тел служат породы порфиритовой толщи. Последняя в грубых чертах представляет собой клин, зажатый между кембрийскими известняками на западе и юго-западе и интрузивным контактом габбро и диоритов — на востоке и северо-востоке.

Контакт порфиритов с известняками падает под углом 60—70° на северо-восток, а интрузивный контакт габбро-диоритов погружается под порфиритовую толщу в северо-западном, западном и юго-западном направлениях и имеет чрезвычайно сложную форму благодаря выступам и ответвляющимся сателлитам.

Рудное поле усложнено дайками и множеством тектонических нарушений, разрывающих сплошность жил и смещающих отдельные участки жил по отношению друг к другу в пространстве.

К крупным разломам, смещающим блоки жил относительно друг друга в плане на 2 ÷ 30 м, относятся так называемые 1, 2, 3, 4-е диагональные и Главное нарушение. Помимо этих основных разломов, имеются сотни других мелких нарушений, смещающих жилы до 2 м.

Все тектонические нарушения по элементам залегания подразделяются на четыре основные группы:

1. Простираение СВ с падением на ЮВ со средним углом 84° ;
2. Простираение ЮВ, угол 70° ЮЗ;
3. Простираение ЮЗ, угол 67° СЗ;
4. Простираение СВ, угол 66° СВ.

Наибольшее развитие имеют трещины двух азимутов: юго-восточного и северо-западного с падением на юго-запад и на северо-восток. Они составляют соответственно 42 и 46% общего числа нарушений. К системе данных трещин относятся все крупные диагональные нарушения, установленные на месторождении, а также Главное нарушение.

При изучении закономерностей смещения для Старо-Берикульского месторождения установлено так называемое «правило правой руки». Оно состоит в том, что при прослеживании рудного тела по простиранию в любом направлении относительно стран света в случае встречи тектонического нарушения смещенную часть жилы за нарушением надо искать по ходу выработки. Этому правилу подчиняется 75% обнаруженных смещений.

Имеют место случаи, когда тектонические нарушения, смещающие жилы, впоследствии сами смещаются юными пожильными подвижками. Пожилые подвижки наблюдаются по отдельным жилам. Они разрывают сплошность жил, образуя ложные пережимы и раздувы рудного тела как по простиранию, так и по падению жил.

Основную массу даек составляют диабазовые дайки п, реже, аплитовые. Дайки диабазов секут жилы, но не смещают их. Аплитовые дайки в большинстве случаев по элементам залегания согласны с жилами, приурочены к тем же крутопадающим трещинам, что и жилы, но всегда дорудные.

Аккумуляторам полезного ископаемого — золота на месторождении являются кварцево-сульфидные жилы и приконтактовые метасоматические сульфидные тела («Хотимские»).

Кварцево-сульфидные жилы приурочены к системе крутопадающих трещин юго-западного (почти меридионального) простирания с падением на северо-запад под углом $40-60^\circ$, пологих трещин северо-восточного, восточного и юго-восточного простирания с падением соответственно на юго-восток, юг и юго-запад под углом $5-40^\circ$, имеются совершенно горизонтальные участки.

Приконтактовые метасоматические сульфидные тела приурочены к контакту известняков с порфиритами в местах сопряжения с этим контактом пологих кулис и сравнительно сближенных крутопадающих жил. Метасоматические сульфидные тела имеют прерывистый характер и склоняются на юго-восток под углом около 20° .

До 1957 г. существовала концепция, согласно которой крутопадающие жилы перекрываются пологопадающими кулисами так называемой жилы № 4. Данные разведки крутопадающих жил висячем боку жилы № 4 в районе свиты жил №17 (выше горизонта 134 м) в какой-то степени поставили под сомнение эту концепцию об отсутствии оруденения по крутопадающим жилам висячем боку жилы № 4.

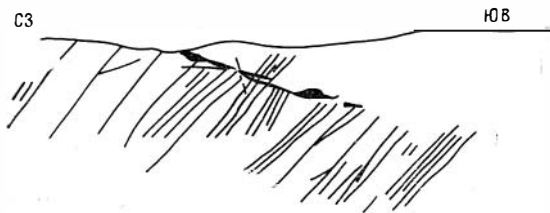
К настоящему времени висячем боку жилы № 4 эксплуатируется уже до 15 жил. Таким образом, вполне отчетливо определилась новая структурная обстановка. Выше жилы № 4 обнаружены новые объекты — узел жил № 17 и узел жил № 30.

Несмотря на новые данные, образование жилы № 4 все же, по всей вероятности, происходило за счет рудных растворов, которые проникали по крутопадающим трещинам и на отдельных участках своеобразно подпруживались пологими трещинами. Очевидно, последние были более приоткрытыми и в них устремлялись наибольшие порции гидротерм.

В свете вышеизложенного становится закономерной приуроченность наиболее мощных участков оруденения (кулисы жилы № 4) к местам, тяготеющим к узлам сопряжения крутопадающих трещин с пологими, и местам сближения крутопадающих жил.

Эта концепция противоречит утверждениям Т. М. Дембо о том, что жила № 4 являлась первичной, а все крутопадающие жилы — вторичными.

Система трещин на Бериккульском месторождении погружается под углом примерно $20-25^\circ$ к горизонту с северо-запада на юго-восток. По-



Система крутопадающих кварцевых жил Бериккульского месторождения, «перекрытых» кулисами пологой жилы № 4. Вмещающие породы — порфириды среднего кембрия.

этому юго-восточное направление является одним из перспективных в смысле обнаружения новых слепых рудных тел (см. рисунок).

Существует три точки зрения на механизм формирования рудовмещающих трещин Бериккульского месторождения.

Д. А. Тимофеевский считал, что крутопадающие и пологопадающие жилы приурочены к сопряженной сис-

стеме трещин скалывания, образовавшихся под влиянием сжимающих усилий, действовавших по линии с северо-запада на юго-восток, т. е. вдоль оси складки. Тогда напрашивается вывод о том, что трещины скалывания должны иметь большую длину по простиранию в направлении, перпендикулярном действующим усилиям; они должны отличаться простой формой, ровными краями стенок, выдержанными элементами залегания на большом протяжении, чего на самом деле нет.

Вторая гипотеза о механизме формирования рудовмещающих трещин, предложенная Л. И. Шаманским, основана на том предположении, что в прерудный этап сжимающие усилия действовали в том же направлении с северо-запада на юго-восток, вдоль оси складки, и что образование трещин обусловлено деформацией изгиба, образованием наложенной поперечной складчатости. Эта гипотеза, как и предыдущая, не объясняет ни особенностей морфологии рудных тел, ни их пространственного размещения.

П. С. Бернштейн, разрабатывая новую гипотезу, в первую очередь исходил из учета пространственного размещения рудовмещающих трещин. Последние располагаются в крыле крупной сильно сжатой синклиналиной складки в толще порфиритов. Характерно то, что трещины начинаются от границы мощной толщи известняков и продолжают до 400—500 м в порфиритах, постепенно выклиниваясь. Иногда жилы переходят из порфиритов в выступы диоритовой интрузии.

Все жилы, как крутопадающие, так и пологие кулисы, располагаются почти перпендикулярно осевой плоскости складки, вытянутой в северо-западном направлении.

Как известно, при складкообразовании наряду с изгибами пластов появляются в породах трещины, сопряженные со складчатостью. К ним относятся: 1) сланцеватость, параллельная слоистости; 2) сланцеватость, параллельная осевой плоскости; 3) трещины разрыва, ориентированные поперек оси складки; 4) трещины разрыва, параллельные оси складки и перпендикулярные осевой плоскости; 5) надвиги, вытянутые параллельно простиранию оси складки; 6) сдвиги, ориентированные

коса к оси складки; 7) трещины межпластового срыва; 8) трещины расчленения в сводах складок.

П. С. Бернштейн рудовмещающие трещины Бериккульского месторождения, исходя из их ориентировки по отношению к элементам складки, относит к трещинам разрыва, ориентированным поперек осей складок, и трещинам разрыва, параллельным оси складки и перпендикулярным осевой плоскости.

Приуроченность этих трещин к узкой полосе порфиритов, прилегающей к контакту известняков, можно объяснить концентрацией в этой зоне растягивающих напряжений, что обусловлено наличием дополнительных растягивающих усилий, возникающих при пластической деформации на границе пластичных известняков и хрупких порфиритов за счет развития сил трения.

Морфология рудовмещающих трещин указывает также на их разрывной характер. Она сводится к следующему: все жилы имеют сложную форму, неровные края, сложные и разнообразные формы сочленений, изменчивые элементы залегания, неясные зальбанды и т. д.

После выполнения рудовмещающих трещин рудным материалом происходили незначительные подвижки в плоскости некоторых крутопадающих жил и кулис жилы № 4, образовав ложные зальбанды.

Из вышеизложенного следует, что перспективы месторождения зависят от обнаружения разрывных структур в юго-восточном направлении в соответствии с углом погружения всей системы жил. Условная ширина продуктивной полосы должна находиться в пределах 400—500 м вдоль контакта известняков с порфиритами, а возможная глубина распространения рудовмещающих трещин, очевидно, целиком зависит от размеров синклиналиной складки.

Несколько слов о вещественном составе руд и некоторых закономерностях распределения полезного ископаемого в рудных телах. Рудные жилы месторождения относятся к классу кварцево-сульфидных, содержащих значительное количество пирита, арсенопирита и меньше галенита, сфалерита, пирротина и халькопирита. В качестве примесей встречены молибденит, гематит, висмутовые минералы и блеклая руда. Главным жильным минералом является кварц, редко карбонат. В небольшом количестве встречаются реликтовые минералы боковых пород — хлорит и серицит. В кварцевых жилах количество сульфидной части колеблется в пределах 5—20%. В сульфидных метасоматических залежах количество сульфидов достигает 80%. Характерно, что вещественный состав крутопадающих и пологопадающих жил совершенно одинаков. В рудах кварцевых жил преобладают брекчиевые и полосчатые текстуры, реже наблюдаются массивные и кокардовые. Руды сульфидных метасоматических залежей обычно массивные.

Бериккульское месторождение имеет крайне неравномерное распределение золота на площади рудных тел. Установлены некоторые закономерности в распределении оруденения.

1. Наиболее ценны в промышленном отношении участки узлов сопряжения жил.

2. Непосредственно на площади распространения жилы обогащенные участки преимущественно встречаются там, где мощность жилы меньше средней ее мощности.

3. Там, где жилы имеют мелкозернистый арсенопирит, содержание золота повышенное, а в случаях наличия хотя бы незначительного количества мелкозернистого галенита и сфалерита содержание полезного ископаемого еще выше. Начиная с горизонта 390 м и особенно на гори-

зонте 510 м, отмечается повышенная золотоносность, связанная с наличием халькопирита.

4. Независимо от того, на какой глубине встречена новая «слепа» рудная жила, вещественный минералогический состав ее не отличается от вещественного состава жил верхних горизонтов, и продуктивная часть жилы распространяется по падению минимум на половину своей общей длины по простиранию. Общая глубина рудного тела на содержание полезного ископаемого не влияет.

5. Наиболее ценными по содержанию золота являются участки сильной тектонической нарушенности жил. Рудные столбы приурочены к системе микротрещин, перпендикулярных жиле.

6. Метасоматические приконтактные сульфидные тела имеют более устойчивое и равномерное содержание золота, причем выше среднего содержания его в участках жил, тяготеющих к контакту.

7. В тех рудных телах, где, помимо жильного кварца, встречается в значительных количествах карбонат (кальцит), содержание полезного ископаемого резко падает.

8. Пирротин на месторождении практически незолотоносен.

9. Исходя из анализа структуры, для месторождения в 1957 г. выведен линейный коэффициент частоты встречи крутопадающих жил. Существо его состоит в том, что при продвижении капитальных кварцшлагов в юго-восточном направлении на 125 м по горизонтали и через горизонт в 60 м по вертикали можно встретить 4 рудопроявления, из которых одно промышленное.

Данные разведки, полученные после 1957 г., практически подтверждают эту закономерность.

10. Рудные столбы выявляются слабо. В крутопадающих жилах они прерывисто склоняются на северо-северо-запад в сторону диоритового массива, образуя угол с направлением падения жилы порядка 40—50°. Горизонтальная зональность на месторождении не проявляется.

11. Помимо золотого оруденения, в пределах месторождения установлено проявление никель-кобальтовой минерализации. По Д. А. Тимофеевскому, эта минерализация генетически связана с киммерийскими (?) дайками диабазов и приурочена к тектоническим диагональным нарушениям; практического значения это оруденение не имеет.

Перечисленные закономерности, за исключением двух последних, относятся и к Комсомольскому месторождению.

ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ НАТАЛЬЕВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Б. Д. ВАСИЛЬЕВ

Натальевское месторождение золота в скарнах расположено на северной окраине Кузнецкого Алатау, в бассейне р. Кии. Основные черты геологического строения и минералогии месторождения освещены в ряде статей [1—4].

Геологическую основу рудного поля составляют осадочные и эффузивно-осадочные образования нижнего кембрия (рис. 1). Лишь на северо-востоке появляются отложения позднего докембрия — водорослевые известняки с горизонтами кремово-желтых аркозовых песчаников. Нижнекембрийская толща сложена (снизу вверх) чередующимися пачками мраморов, порфиритов и туфогенных пород, карбонатно-кремнистыми сланцами и археоциатовыми известняками общей мощностью более 1,5 км. Отложения нижнего кембрия собраны в узкие складки северо-восточного простирания с крутым падением крыльев.

На поверхности размыта структура позднего докембрия и нижнего кембрия в районе несогласно залегают зеленокаменные диабазовые и лабрадорские порфириты бериккульской свиты среднего кембрия. Эффузивная толща собрана в более крупные и пологие, чем образования нижнего кембрия, складки северо-восточного простирания и прорвана наряду с более древними отложениями интрузивами сложного петрографического состава (от габбро до гранитов). Небольшой по площади останец зеленокаменных порфиритов сохранился в центральной части рудного поля Натальевского месторождения.

Почти все интрузивные тела района пос. Б. Натальевки имеют удлиненную в северо-восточном направлении форму, подчинены складчатой структуре кембрийских толщ и сопровождаются скарновыми оторочками диопсид-гранатового состава. По минералого-петрографическим, структурно-текстурным и петрохимическим особенностям пород, положению интрузивных тел в тектонической структуре северной части Кузнецкого Алатау устанавливается принадлежность этих образований к мартайгинскому интрузивному комплексу [3, 5].

В районе пос. Б. Натальевки (см. рис. 1) диориты и монцититы мартайгинского комплекса прорваны дайкоподобным телом широтного простирания, которое сложено оливиновыми габбро-норитами и габбро-диабазами I фазы кийского послелебатолитового габбро-щелочно-сиенитового комплекса эйфельского возраста [5, 6]. Габброиды вмещают кварцевые линзы с золото-висмутовой минерализацией.

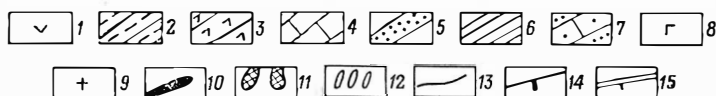
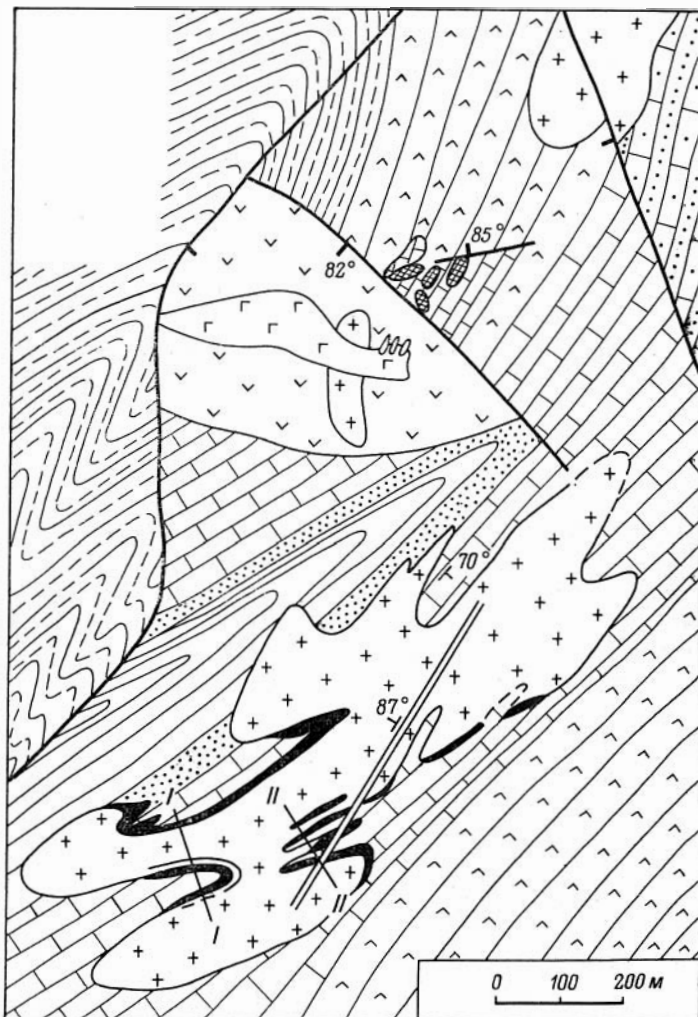
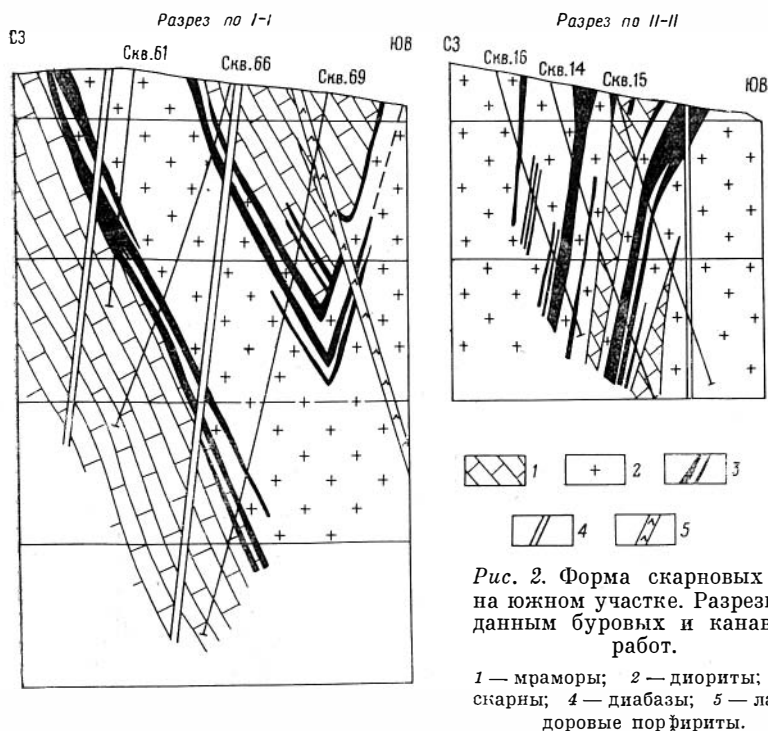


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Натальевского месторождения.

1 — порфиры (St_2); 2 — кремнистые сланцы (St_1); 3 — порфиры, туффины, (St_1); 4 — серые полосчатые мраморы; 5 — ороговенные порфиры (St_1); 6 — серые мраморы, туффины; 7 — известняки с горизонтами аркозовых песчаников (PSt); 8 — габбро-нориты кийского комплекса (D_2); 9 — диориты, монзониты мартайгинского комплекса (St_3); 10 — скарны гранатовые; 11 — скарны диопсид-тремолитовые; 12 — гидротермальные кварцевые линзобразные тела; 13 — контакты пород; 14 — дизъюнктивы; 15 — дайки диабаза.

С габброидами кийского комплекса на Натальевском месторождении парагенетически связываются своеобразные лейкодиопсид-тремолитовые скарны и наложенная на них золото-медно-висмутовая минерализация. Последняя имеет широкое площадное распространение и участками наложена на скарны более древней Мартайгинской интрузии.

Общая северо-восточная ориентировка кембрийских складчатых сооружений района и интрузивных тел мартайгинского комплекса дополняется серией северо-восточных региональных дизъюнктивов. Один из них



проходит частично в пределах Натальевского поля и сопровождается более мелкими оперяющими дизъюнктивами. Только «дайка» оливиновых габбро-норитов не подчиняется общему северо-восточному плану структур: она сечет почти вкрест простирания последние и отражает тем самым коренное изменение тектонической обстановки к моменту ее внедрения.

Таким образом, к настоящему времени на месторождении выделены два разновозрастных интрузивных комплекса, с каждым из которых связаны золотоносные скарны, хотя золото-медное оруделение связано только с молодым кийским комплексом. Геологоструктурные особенности месторождения, имеющие первостепенное значение для его дальнейшей разведки и поисков новых месторождений этого типа, четко отражены на северном и южном разведочных участках. Поскольку золоторудная минерализация была локализована главным образом в скарнах, ниже мы рассмотрим условия залегания и особенности размещения скарнов на каждом из этих участков.

I. В пределах южного участка месторождения размещен Натальевский плутон кварцевых диоритов, монцонитов и гибридных габброидов (мартайгинский комплекс). Он прорывает восточное крыло антиклинальной складки вблизи ее замка и имеет в плане форму, удлинненную (1,3 × 0,25 км) параллельно простиранию складки. Контакт плутона не-

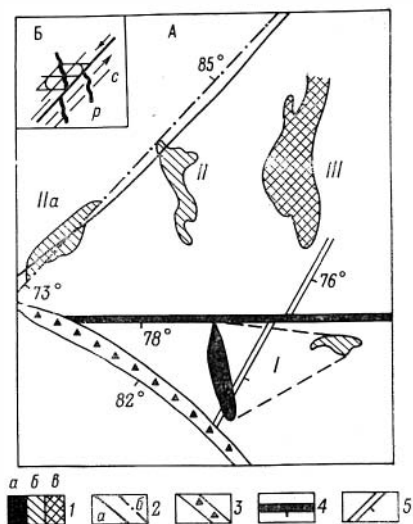


Рис. 3.

А — схематический план расположения рудных тел на северном участке: 1 — рудные тела (а — на поверхности, б — на горизонте 32 м, в — на горизонте 64 м); 2 — рудоконтролирующий дизъюнктив (а — на поверхности, б — на горизонте 32 м); 3 — зона тектонического брекчирования; 4 — послерудная дайка диабаз; 5 — дорудная дайка диабаз; Б — положение эллипсоида деформации в плане (с — трещины скалывания, р — трещины разрыва). I, II, III — рудные тела.

тоническим трещинам в массиве интрузивных пород, также обогащены диопсидом и не отличаются существенно от эндоскарнов контакта.

Не все контакты интрузии сопровождаются скарнами (см. рис. 1 и 2). Наряду с этим внутри самого интрузива скарны развиваются довольно часто. По-видимому, большая часть скарнов образовалась в процессе инфильтрационного метасоматоза и меньшая — в результате биметасоматоза. Залегая по контакту или по прототектоническим трещинам, скарны на южном участке имеют жиллообразную форму: при незначительных мощностях они выдержаны по простиранию и, особенно, по падению, что значительно облегчает их разведку.

Золоторудная минерализация чаще локализована в эндоскарнах внутри плутона, образуя в них неправильные гнездообразные и столбообразные тела. Диопсид-гранатовые скарны при этом местами интенсивно замещены актинолитом, кальцитом и кварцем. Золото пластинчатое, нитевидное, губчатое, располагается непосредственно в кальците по спайности или на границе зерен кальцита с актинолитом, гранатом, мушкетовитом и очень редко в кварцевых прожилках. Другие рудные минералы (пирит, халькопирит, молибденит, гематит, магнетит) почти отсутствуют.

Скарны на южном участке пересекаются крутопадающими выдержанными по мощности и простиранию дайками диабаз, а также более молодыми дайками лабрадоритового порфирита. И те, и другие имеют северо-восточное простирание.

2. Северный участок отличается большей сложностью геологического строения. Прежде всего здесь наблюдается прорыв небольшого штока мон-

ровный, образует серию кулисообразно расположенных в плане заливов. Оба контакта плутона в общем круто падают на северо-запад и осложнены апофизами, часть из которых располагается параллельно слоистости вмещающих мраморов и имеет крупные размеры (рис. 2).

Скарны (в основном гранатового и диопсид-гранатового состава) приурочены к кулисообразным заливом контакта и располагаются как вдоль интрузивного контакта с мраморами, так и непосредственно в интрузивном массиве, используя систему крутопадающих прототектонических пластовых трещин, грубо копирующих форму контакта интрузива (см. рис. 1 и 2).

Скарнированию на контактах подвергаются и мраморы, и материнские породы интрузии. При этом состав скарнов закономерно изменяется. Внешнюю зону составляют скарнированные желтовато-зеленым гроссуляром мраморы. В направлении к интрузиву эта зона сменяется зоной сливного гранатового скарна, в которой наряду с гроссуляром появляются бурый андрадит и грязно-зеленый диопсид. И, наконец, за счет пород эндоконтакта интрузива развиваются скарны, обогащенные диопсидом. Скарны, развивающиеся по прототек-

цонитов мартайгинского комплекса широтной «дайкой» оливнивого габбро-крийского комплекса. Контакты их с вмещающими порфиритами не сопровождаются скарнами. Скарново-рудные тела лейкодиопсид-тремолитового состава располагаются несколько севернее в карбонатной толще, которая отделена от упомянутых порфиритов экзоконтактной зоны крупным сбросом с вертикальной амплитудой более 100 м. Этот сброс на западе примыкает к главному северо-восточному сбросо-сдвигу (?), плоскость сместителя которого на этом участке относительно полого падает на юго-восток (см. рис. 1).

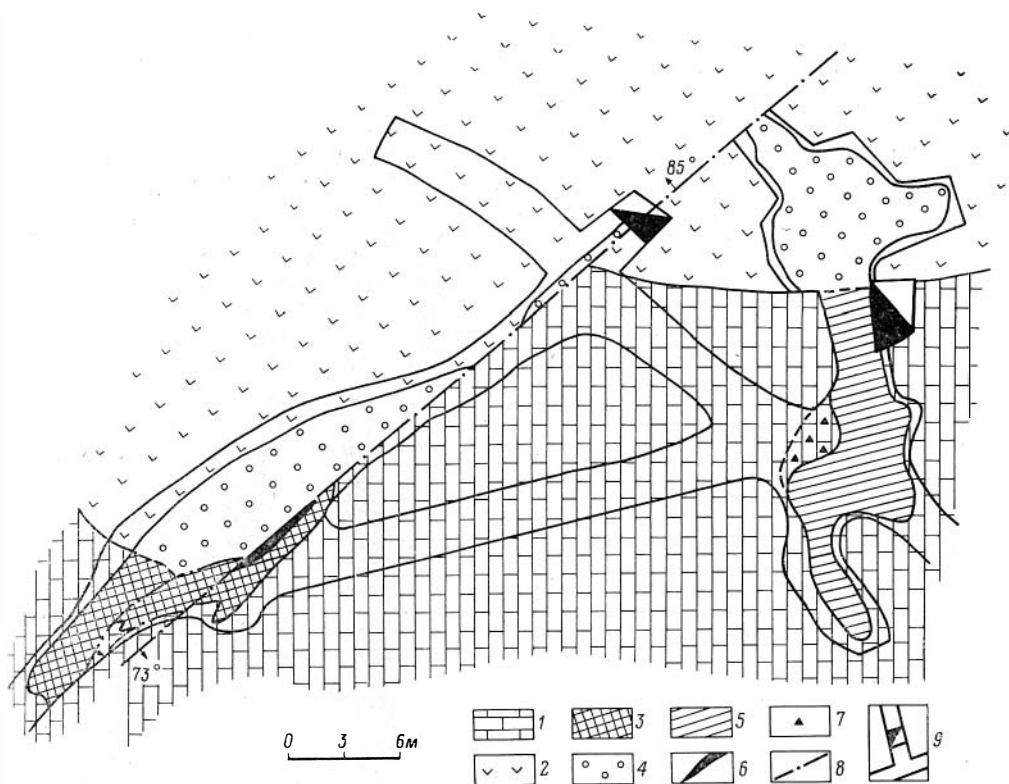


Рис. 4. Положение скарново-рудных тел по отношению к дизъюнктиву. Геологический план гор. 32 м.

1 — известняки; 2 — порфириты; 3 — скарны диопсид-тремолитовые; 4 — скарны гранатые; 5 — скарны сложного состава; 6 — кварцеворудная жила; 7 — вкрапленные руды в известняках; 8 — дизъюнктив; 9 — горные выработки.

Скарново-рудные тела имеют линзообразную форму, занимают кососеющее положение по отношению к складчатой структуре вмещающих известняков и всецело контролируются доскарновыми дизъюнктивами (рис. 3, 4 и 5). Основное рудоконтролирующее нарушение имеет северо-восточное простирание ($48-50^\circ \text{СВ}$) и крутое падение, причем в северной части сместитель под углом $80-85^\circ$ падает на северо-запад, а южнее круто поворачивает на юго-восток под углом $70-75^\circ$. Этот дизъюнктив имеет, по меньшей мере, три этапа развития.

К моменту образования скарнов по дизъюнктиву произошел сбросо-сдвиг северо-западного крыла к юго-западу (см. положение границы порфиритов на рис. 4), обусловивший возникновение закономерной системы

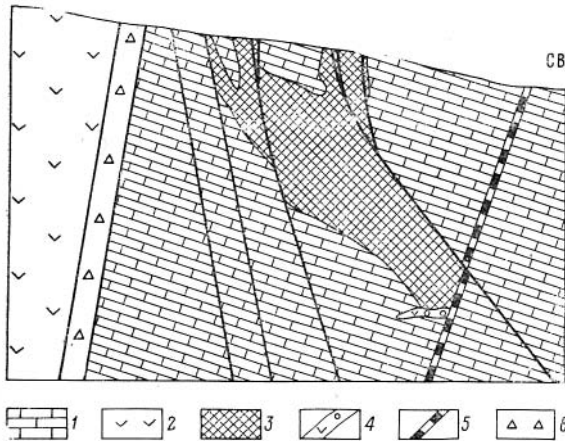


Рис. 5. Форма линзы в разрезе по падению (по данным горных работ).

1 — известняки; 2 — порфириды; 3 — диопсид-тремолитовый скарн; 4 — порфирит, скарнированный гранатом; 5 — послерудная дайка диабаз; 6 — тектоническая брекчия.

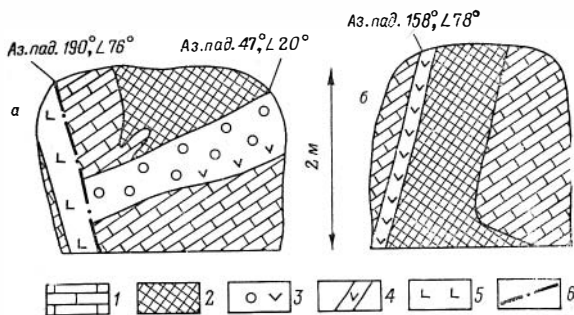


Рис. 6. Взаимоотношения даек со скарнами на северном участке. Зарисовки забоев.

1 — известняки; 2 — диопсид-тремолитовый скарн; 3 — скарн гранатовый по порфиритам; 4 — скарнированная дайка диабаз; 5 — послерудная дайка диабаз; 6 — дизъюнктив.

разен. Это главным образом лейкодиопсид и тремолит. Гранатовый скарн возникает лишь за счет скарнирования порфиритов и только в пределах тел порфиритового состава (рис. 4 и 6, а). Сложные по составу тремолит-гранатовые скарны в южной части линзы II возникли за счет скарнирования известняков с примесью туфового материала.

Интересно отметить, что дайки диабаз северо-восточного простирания, секущие на южном участке диопсид-гранатовые скарны Мартайгинской интрузии (см. рис. 1), на северном участке сами скарнированы в связи с формированием габброидов кийского комплекса (см. рис. 3) и, более того, являются одним из факторов, контролирующих скарны, так как последние охотно развиваются вдоль даек (рис. 6, б). Эти же скарнированные дайки существенно влияют на последующее распределение золоторудной мине-

оперяющих нарушений и открывший пути для движения скарнирующих растворов. Скарнирование порфиритов вдоль сместителя хорошо выражено в зоне мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. К месту перегиба сместителя и образовавшейся здесь при смещении полости приурочена скарнов-рудная линза II-а. Другие линзы, имея меридиональное простирание, примыкают к основной контролирующей скарны структуре под острым углом (см. рис. 3) и фиксируют, таким образом, сопряженные с ней доскарновые трещины разрыва.

После образования скарнов дизъюнктив подновляется и дает доступ рудоносным растворам, что зафиксировано золото-кварцевыми жилками вдоль сместителя (см. рис. 4). Послерудный этап развития дизъюнктива ознаменовался подновлением сбросо-сдвига, о чем свидетельствует ориентировка штриховки в плоскости сместителя (азимут погружения 232° , угол 25°). Амплитуды перемещения по сместителю в два последних этапа не были значительными, поскольку отдельные блоки линзы II-а имеют небольшое относительное смещение.

Состав скарнов северного участка месторождения, как уже отмечалось, своеоб-

рализации. Они экранируют рудоносные растворы и создают тем самым обогащенные столбы в пределах скарновых тел. Содержание золота в таких столбах в сравнении с обычным увеличивается в десятки раз.

Золото-медно-висмутовая минерализация на северном участке контролировалась теми же структурами, что и скарны, но часто выходила за пределы скарновых тел, образуя зоны вкрапленных сульфидных руд в окварцованных известняках и кварцевые линзы северо-восточного простирания (см. рис. 4). Именно такие линзы были встречены в пределах «дайки» габбро, что свидетельствует об относительно молодом возрасте минерализации.

Послерудная тектоника примечательна образованием широтного раздвига, выполненного породами диабазовой магмы (см. рис. 3, 5, 6, а). Позднее по этой дайке произошел сбросо-сдвиг, значительно сместивший рудные тела и дорудные дайки. Так, линза I представляет собой лишь часть более крупного скарнового тела, расположенную висячем крыле отмеченного сбросо-сдвига. И, наконец, еще позднее подновляются нарушения северо-восточного простирания (в том числе и доскарновые) и развиваются системы широтных и околожиротных дизъюнктивов, секущих и смещающих как скарны, так и отмеченную выше послерудную дайку диабаз (см. рис. 5). Послерудная тектоника, несмотря на ее сложность, многоэтапность формирования, как правило, не оказывает большого отрицательного влияния на разведку вследствие незначительных амплитуд перемещения большинства зафиксированных дизъюнктивов.

Выводы

1. Связанные с Мартайгинской интрузией существенно гранатовые скарны, возникающие как в процессе биметасоматоза, так и инфильтрационного метасоматоза, образуют выдержанные по мощности и падению крутопадающие жилообразные тела как в интрузивном массиве, подчиняясь системе прототектонических пластовых трещин, так и на контактах с вмещающими мраморами, где имеются кулисообразные заливы контакта. Наложенная золоторудная минерализация локализуется главным образом в эндоскарнах, в форме гнездообразных и столбообразных тел.

2. Связанные генетически с кийским комплексом существенно лейкопсидовые скарны контролируются в своем размещении дизъюнктивной тектоникой и являются, несомненно, продуктом инфильтрационного метасоматоза. Основное рудоконтролирующее нарушение северо-восточного простирания сопровождается скарнами, образующими в местах значительного искривления сместителя крупные тела, которые должны быть выдержанными на большую глубину. Менее выдержанные на глубину, но более многочисленные скарново-рудные тела локализованы в трещинах разрыва, опирающих основную структуру. Необходимо отметить, что последняя, вероятно, является опирающим сколовым нарушением по отношению к более крупному сбросо-сдвигу, проходящему западнее, и, возможно, на глубине причленяется к нему.

Скарновые тела северного участка имеют неправильную линзообразную форму и золотоносны практически во всем объеме. Кроме того, золотоносными являются вкрапленные руды в известняках и кварцево-сульфидные линзы.

3. Дальнейшие разведочные работы на северном участке по простиранию основной рудоконтролирующей структуры и к западу от нее, несомненно, в ближайшее же время приведут к открытию новых скарново-рудных тел.

На южном участке возможно обнаружение золотоносных скарнов в кулисообразных заливах северной части Натальевского плутона под долиной кл. Маслова и в истоках левой вершины кл. Николки.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Я. Булытников, В. А. Врублевский. О контактовых месторождениях золота Алтае-Саянской горной системы.— В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН КазССР, 1960.
 2. Б. Д. Васильев. К геологии и металлоносности скарнов района Большой Натальевки.— Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 120, 1961.
 3. Б. Д. Васильев. Интрузивные образования района Натальевского золоторудного месторождения.— Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 121, 1963.
 4. Б. Д. Васильев. Золото в скарнах Натальевского месторождения (Мариинская тайга).— Матер. по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Докл. конф. Изд. Томск. ун-та, 1964.
 5. Б. Д. Васильев. К петрохимии пород Мартайгинского и Кийского интрузивных комплексов.— Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томское отд. МОИП, изд. Томск. ун-та, 1964.
 6. Б. Д. Васильев, М. П. Кортусов. К вопросу о возрасте Кийского интрузивного комплекса Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Там же.
 7. В. А. Врублевский. Золотоносные скарны Натальевского месторождения в Мариинской тайге (Кузнецкий Алатау).— Уч. зап. Томск. ун-та, 1960, № 36.
-

ОТНОШЕНИЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ К ДАЙКАМ НА КОМСОМОЛЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (МАРИНСКАЯ ТАЙГА)

Ю. П. ДЕНИСОВ, М. В. ДЕНИСОВА

Комсомольское золоторудное месторождение относится к широко распространенному в Кузнецком Алатау типу кварцево-жильных месторождений, давно известно и сравнительно хорошо изучено. Однако по ряду проблем до настоящего времени высказываются прямо противоположные суждения, подтверждаемые более или менее достоверными фактами; одной из них является проблема взаимоотношения основных даек с золотоносными кварцевыми жилами. По мнению большинства геологов, работавших на месторождении, часть даек или все основные дайки являются дорудными. Приводятся следующие доказательства:

- 1) смещение даек вдоль жилы Комсомольской;
- 2) наличие в дайках проводников, выполненных кальцитом, на протяжении кварцевых жил;

- 3) локализация сульфидов в некоторых дайках по трещинам скола.

Эти факты действительно имеют место, но они лишь один раз доказывают пострудный характер даек, что мы и постараемся показать ниже.

Золотоносные кварцевые жилы Комсомольского месторождения располагаются в пределах синтектонической габбро-диоритовой интрузии мартайгинского (O—S) комплекса, прорывающей карбонатные и вулканогенные отложения кембрия. Массив представляет собой овальный в плане шток, вытянутый в северо-восточном направлении на 5 км при ширине 3,5 км, и имеет сложную линейную структуру. Отдельные тела слатающих массив оливиновых и гиперстеновых габбро, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов мощностью от 50 до 200 м прослежены по простиранию на 2—3 км и при общем северо-восточном направлении следуют в эндоконтактной зоне согласно с ориентировкой контакта интрузии. Внутри тел, а особенно в контактовых зонах диоритов и габбро разного состава и структуры локализованы многочисленные ксенолиты мраморов, порфиритов и роговиков, образующие ярко выраженные цепи вдоль контактов и небольшие по площади поля в участках перегиба интрузивных структур. Северо-западная часть интрузии содержит значительно больше ксенолитов, чем юго-восточная; ксенолиты здесь крупнее и подвергались более интенсивному метасоматозу. В то же время в юго-восточной части интрузии сосредоточена основная масса известных кварцевых жил, по пространственному положению объединяемых в четыре рудных узла: Пюперский, Комсомольский, Ключевской и Большой. Несмотря на неизбежные различия в морфологии отдельных жил, уверенно намечается связь основных структурных направлений с характером и интенсивностью рудного

процесса. Наиболее крупными являются рудные зоны северо-северо-западного простирания с пологим ($30-50^\circ$) падением на северо-восток, содержащие жилы Комсомольскую, Ключевскую и Чапаевскую. Они представляют собой тектонические зоны мощностью 1—5 м с наложенной интенсивной гидротермальной проработкой и более или менее выдержанными кварцевыми линзами; жила Комсомольская и сопряженная с ней жила № 35 являются основными объектами отработки. Жилы северо-восточного простирания с падением на северо-запад менее выдержаны и менее мощны, но часть из них также содержит промышленные концентрации золота (Пионерская, Кимовская, Попутная). Субширотные жилы с северным падением под углом $40-60^\circ$ — наиболее распространенные. Они представлены обычно сериями коротких линз и ветвящихся жил, сопровождающих и рассекающих кислые дайки с образованием в них типичных березитов. Золото в субширотных жилах образует богатые и крайне невыдержанные кусты и гнезда.

Золото ассоциирует с пирротином, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и шеелитом, распространенными в жилах очень неравномерно; среднее количество сульфидов около 15%. Золото свободное, средней крупности, часто видимое. Процесс эндогенного рудообразования изучен недостаточно, весьма сложен и представляется расчлененным на ряд этапов:

1. Гидротермальная проработка благоприятных трещинных зон — существенно метасоматический процесс.

2. Формирование кварцевых жил выполнения.

3. Многостадийное наложение сульфидной и золотой минерализации.

4. Внедрение основных даек и регенерация руд.

На локализацию золота в жилах оказывали влияние как особенности собственно рудного процесса, так и целый ряд факторов структурного характера: расположение, ориентировка и параметры жил, сопряжения жил, количество и амплитуда дорудных нарушений и др. Среди них пересечения жильных трещин ненарушенными дорудными дайками играли первостепенную роль.

Дайки в пределах Комсомольского массива занимают от 10 до 15% площади, имеют различное структурное и возрастное положение и очень пестрый состав. Все дайковые образования могут быть разделены на три серии: 1) кислые дайки; 2) лампрофиры; 3) диабазы.

Серия кислых даек, изученная очень слабо, представлена, по меньшей мере, двумя рядами пород: гранодиорит-плагнопегматитовым и гранит-пегматитовым. Наиболее древние дайки гранодиоритов имеют мощность от первых сантиметров до одного метра и макроскопически представляют собой серовато-белые мелкозернистые породы с содержанием кварца до 15% и биотита до 1—2%. Следующие за ними мелкозернистые плагнограниты и тонкозернистые, до скрытокристаллических, плагноаплиты содержат до 40% кварца; далее идут грубозернистые белые биотитсодержащие плагнопегматиты. Мощность даек плагноаплитов и плагнопегматитов редко достигает 20 см. Второй ряд кислых пород — гранит-пегматитовый — гораздо больше распространен, чем первый, и образует дайки мощностью до 2—3 м. Во времени повторяется описанная последовательность внедрения: розовые граниты — пегматоиды — пегматиты — розовые аплиты; нередко образуются сложные гранит-пегматитовые и гранит-аплитовые дайки.

Распределение кислых даек в массиве подчиняется определенной закономерности, еще недостаточно изученной. Несмотря на то, что в любом участке массива можно встретить все или почти все типы кислых пород, существуют поля преимущественного развития тех или иных разновидностей:

плаггиограниты распространены главным образом в северо-западной части массива, наиболее крупные дайки пегматитов — в центральной, розовых гранитов — в юго-восточной, гранодиоритов — в северо-восточной и т. д. Структура дайковой серии имеет много общего со структурой жильной свиты. Большая часть даек субширотного простирания с северным падением вытягивается по простиранию в зоны и образует веера, слабо раскрытые внутрь интрузии. На эти же зоны и очень часто непосредственно на дайки накладываются кварцевые жилы. В участках с осложненной тектоникой кварцевые жилы совместно с дайками образуют чрезвычайно запутанные узлы, выполняя три-четыре системы трещин. Примером может служить узел сопряжения жил Пионерской, Болотной и Кимовской, расчлененный крупным дорудным нарушением.

Дорудный возраст даек кислой серии ни у кого не вызывает сомнений. Мощность дайки, крупность зерна, нарушенность и т. д. не влияют на состав, структуру, положение ксенолитов и характер сульфидной минерализации рассекающих даек жил. Состав измененных пород в зальбандах жилы соответствует составу исходных пород и степени нивелировки его наложенным процессом, но мощность зоны изменения остается постоянной.

Лампрофиры представлены на месторождении единичными дайками спессартит-одинитов, наиболее крупные из которых расположены в западной эндоконтактовой зоне массива. Макроскопически это зеленовато-черные или серо-зеленые породы массивной, реже миндалекаменной текстуры, порфиroidной структуры с фенокристаллами крупных призматических кристаллов роговой обманки в тонкозернистой основной массе. Лампрофиры являются достоверно более молодыми, чем кислые дайки, рассекаются альбитизированными и другими диабазами и, вероятно, жилами; взаимоотношения с последними точно не установлены.

Серия диабазовых даек Комсомольского месторождения распадается на четыре ряда: 1) тералит-диабазы и альбитизированные диабазы; 2) габбро-диабазы; 3) протеробазы; 4) лабрадоровые порфириды.

Тералит-диабазы, наиболее древние породы диабазовой серии в районе, детально описаны В. А. Врублевским [2]. Макроскопически эти породы светло-коричневого цвета, мелкозернистые массивной текстуры, равномернoзернистые или порфиroidные, с единичными фенокристаллами таблитчатого плаггиоклаза размером до 1 см в наибольшем измерении. Основная масса сложена лучисто-зернистым агрегатом плаггиоклаза, призматическим авгитом с оторочкой эгирин-авгита ($2V \approx 80^\circ$), анальцитом, бесцветной слюдкой по нефелину и калишпатом. Аксессуарные представлены апатитом, сфеном и лейкоксенизированным титаномagnetитом. В массиве известна одна дайка длиной 3 км при мощности 3—10 м. По минералогическому и химическому составу тералит-диабазы Комсомольского массива очень близки тералит-диабазам Кня-Шалтырского месторождения уртитов и отличаются от них тем, что не содержат оливина, а также меньшей основностью плаггиоклаза при большем содержании кремнезема (52% против 46%) и меньшем — окиси кальция и магния. В. А. Врублевским установлено, что тералит-диабазы прорывают смятые красноцветные отложения нижнего девона, а возраст щелочных габброидов Кня-Шалтыря определяется как средний — верхний девон. Взаимоотношения тералит-диабазов с другими диабазами не наблюдались. Однако по целому ряду признаков намечается переход от тералит-диабазов к альбитизированным диабазам. Приконтактовые зоны тералит-диабазов макроскопически не отличаются от альбитизированных диабазов. Так называемые сельвсбергиты западного эзоконтакта массива имеют состав альбитизированных диабазов и лучистую структуру тералит-диабазов. По химическому составу из всей серии наиболее близкими тералит-диабазам оказываются также альбитизированные диабазы.

Несмотря на широкое распространение в массиве, альбитизированные диабазы впервые детально описаны только в 1953 г. А. А. Булыничковой под названием олигоклазитов и по возрасту отнесены по аналогии с беркульскими и абаканскими породами также к среднему девону. Макроскопически это породы буровато-красного цвета, тонкозернистые до мелкозернистых, равномернозернистой или порфиroidной структуры. Текстура массивная, в приконтактных зонах нередко полосчатая или такитовая, структура основной массы субофитовая. По простиранию и падению, а чаще всего по мощности дайки наблюдается ясное различие в окраске породы, интенсивности наложенного процесса и количестве постериорных компонентов. Наиболее изменены приконтактные зоны даек, особенно эндоконтакт всякого бока, где нередко образуются плотные желтовато-белые скрытокристаллические породы типа альбитофиров. Под микроскопом устанавливается, что в результате наложенного на катаклазированные диабазы изменения плагиоклаз раскисляется до олигоклаз-альбита, темноцветные минералы разлагаются и полностью выносятся, образуются калишпат (0—20%), кварц (5—15%), в большом количестве карбонат. В наиболее измененных участках породы появляются гнезда и прожилки кварца и пегматоида, рассеянная вкрапленность пирита. На экзоконтакты даек наложенное изменение не распространяется. Лишь в одном случае, в контакте мощной дайки альбитизированных диабазов с ксенолитом мраморов встречен прожилок бледно-зеленого серпентина мощностью 1 см, указывающий на перемещение в экзоконтакте дайки магнезиально-силикатных растворов. Судя по основным признакам, наложенное на диабазы изменение следует считать автометасоматическим. По пересечениям даек альбитизированных диабазов с другими дайками диабазовой серии совершенно определенно устанавливается, что они древнее габбро-диабазов и протеробазов.

Ряд габбро-диабазов представлен многочисленными дайками пород «комсомольского» типа, широко развитых за пределами массива, единичными дайками пойкилоофитовых габбро-диабазов «пионерского» типа и единичными дайками габбро-порфиров.

«Комсомольские» габбро-диабазы образуют субмеридиональные дайки мощностью от 1 до 20 м и макроскопически представляют собой массивные равномернозернистые или порфиroidные породы буровато-серого цвета. Основная масса изменяется от мелкозернистой (1—2 мм) в сравнительно маломощных дайках до крупнозернистой (5—10 мм) в дайках мощностью 10 м и более; контактные зоны тонкозернистые до скрытокристаллических. Структура основной массы макроскопически в яснозернистых агрегатах определяется как гипидиоморфная или призматически-зернистая; в крупнозернистых агрегатах — как гипидиоморфная. Порфиroidные выделения представлены единичными фенокристаллами тонкотаблитчатого плагиоклаза размером от 1 до 3 см в наибольшем измерении. Характерно, что в крупнозернистых участках порфиroidные выделения не превышают по размерам зерна плагиоклаза основной массы, но резко отличаются от них формой кристаллов и степенью идиоморфизма. Под микроскопом установлен следующий состав породы: плагиоклаз (40—60%), пироксен (10—20%), бурая роговая обманка (5—15%), титаномагнетит, биотит, постериорные минералы. Плагиоклаз таблитчатый, образует офитовый рисунок, частью неравномерно замещен сосюритом или плотным агрегатом бесцветной слюдки; в остальных участках деанортизирован до олигоклаз-альбита или приобретает криптопертитовую структуру и пелитизирован. В нескольких более свежих шлифах плагиоклаз определен лабрадором. Пироксен слабоплеохроичный, в шлифах от почти бесцветного до бледно-сиреневого или розового, иногда слабозеленоватого. Все оттенки можно встретить в одном

зерне. Короткопризматические кристаллы пироксена ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и обрастают по периферии роговой обманкой или дают сложные сростания с ней. По составу минерал отвечает пижониту с $2V \simeq 0^\circ$. Роговая обманка, кроме сложных прорастаний с пироксеном, образует шестоватые идиоморфные кристаллы, вносящие в офитовую структуру элементы призматически-зернистой. Плеохроизм четкий, окраска по Ng темная желто-коричневая, по Nm — коричневая, по Np — светлая желто-коричневая; двупреломление 0,030, угол cNg — до 15° .

В приконтактных зонах «комсомольские» габбро-диабазы переходят иногда в камптовогезиты, рассеянные тонкими прожилками розовых пород, состоящих из 80—90% криптопертита, редких тонких пластинок биотита, замещенных хлоритом и эпидотом, зерен кварца и розеток хлорита в интерстициях. Контакты прожилков с габбро-диабазами постепенные, реже четкие; иногда прожилки пересекают контакты дайки и выходят во вмещающие диориты.

Оливиновые габбро-диабазы «пионерского» типа встречаются в поле интрузива совместно с «комсомольскими». Наиболее крупная дайка мощностью 5—6 м известна в районе жилы Пионерской. Текстура породы массивная, структура пойкилоофитовая, при небольшом количестве ростков плагиоклаза в пироксене. Под микроскопом установлены в породе плагиоклаз (40%), пироксен (15%), обрастающий роговой обманкой, оливин, замещенный хлорито-серпентином, и биотит. Плагиоклаз весь сосюритизирован; размер зерен его в основной массе и фенокристаллах одинаков. Пироксен ксеноморфный, в изометричных зернах, неравномерно окрашен в бледно-розовый цвет, угол $2V$ невелик. Биотит замещается по спайности пачками хлорита, чередующимися с линзочками пренита и эпидота. Акцессорные представлены апатитом и скелетным ильменитом. Взаимоотношения «пионерских» габбро-диабазов с другими типами диабазов не установлены.

К ряду габбро-диабазов относятся также породы состава габбро-порфиритов, серо-зеленые, массивные, порфирированной структуры. Толстотаблитчатые, почти изометричные фенокристаллы плагиоклаза размером до 1 см составляют 20—30% породы и распределены в среднезернистой основной массе достаточно равномерно; однако в приконтактной зоне на 20—30 см порфирированных выделений почти нет. Структура основной массы гранулитоофитовая до гипидиоморфной; в составе ее определены плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит и рудный. Плагиоклаз порфирированных выделений — лабрадор, в основной массе — андезин; пироксен представлен слабозеленым пижонитом с углом $2V \simeq 0^\circ$; бурая роговая обманка обрастает пироксен. Биотит, количество которого в породе не превышает первых процентов, замещается точно таким же хлорит-эпидот-пренитовым агрегатом, как в «пионерских» габбро-диабазых. Наиболее характерным из постериорных минералов габбро-диабазового ряда, особенно габбро-порфиритов, является пренит. Габбро-порфириновые дайки рвут альбитизированные диабазы и «комсомольские» габбро-диабазы и сами рассеяны протеробазитами и лабрадоровыми порфиритами. Следовательно, средний девон является для габбро-порфиритов нижним возрастным пределом.

Ряд протеробазов, включающий собственно протеробазы и протеробазовые порфириты, дайки которых развиты в массиве так же широко, как и дайки габбро-диабазов, имеет с последними очень много общего. Макроскопически протеробазы — темно-серые до черных, массивные или миндалекаменные породы равномернозернистой или порфирированной структуры с фенокристами таблитчатого плагиоклаза размером до 1 см в наибольшем измерении. Количество порфирированных выделений непостоянно и меняется от 0 до 15% в пределах ряда. Вероятно, при сравнении всех даек протеробазо-

вого ряда можно было бы наблюдать очень постепенное и в широких пределах изменение количества порфировых выделений, но в любой из даек по простираению на 2—3 км и по падению не меньше чем на 600 м (наиболее глубокие скважины на месторождении) основные характеристики породы остаются стабильными. Под микроскопом протеробазы определяются как тонкозернистые (0,5 мм) порфировидные породы с сериальной размерностью плагиоклаза, призматическим розовым пижонитом (до 15%) и игольчатой бурой роговой обманкой (5—20%); структура основной массы офитовая или призматически-офитовая. В отличие от «комсомольских» габбро-диабазов в протеробазах плагиоклаз не основное андезина и замещается в большей степени серицитом, чем сосюритом; роговая обманка зеленовато-бурая по *Ng*, светло-бурая по *Np*; угол с *Ng* равен 9—11°. Миндалины и миаролитовые пустотки в протеробазах обычно выполнены кальцитом с хлоритовой оторочкой. Основным отличием протеробазов от габбро-диабазов служит основность плагиоклаза, его сериальная размерность и игольчатая роговая обманка. В то же время общность состава и сходство структур габбро-диабазов и протеробазов настолько очевидны, переходные типы столь многочисленны, что единое геологическое положение тех и других диабазов и их близкий возраст не вызывает сомнений.

Лабрадоровые порфириты самые поздние в серии диабазовых даек и представляют собой массивные или трахитоидные тонкозернистые породы серовато-бурого цвета, содержащие до 30—50% таблитчатых фенокристов лабрадора размером до 1—1,5 см и единичные мелкие выделения оливина. Основная масса интерсертальной структуры сложена лейстовидным андезином, образующим офитовый узор, пироксеном и продуктами разложения стекла, выполняющими полигональные промежутки. Оливин фенокристов нацело замещен серпентином, стекло разложено в карбонат-хлоритовый агрегат с сыпью магнетита. Пироксен основной массы призматически-вытянутый, плеохроирующий от розового до бледно-сиреневого, угол $2V \simeq 0^\circ$; пироксен определен пижонитом. В пределах массива лабрадорский порфирит образует несколько даек мощностью до 3 м, ориентированных, как и остальные дайки диабазов, в субмеридиальном направлении с падением на запад под углами 60—80°. Возраст лабрадорских порфиритов, определяющий верхнюю границу возраста всей диабазовой серии, точно не установлен. Большинство исследователей относит их к мезозою или даже к третичному периоду на основании наблюдений в юрской угленосной толще и региональных сопоставлений. К сожалению, в нашем распоряжении нет материалов по дайкам из мезокайнозойских толщ, и сравнить их с лабрадорскими порфиритами Комсомольска нет возможности.

Приведенные расчленения, терминология и относительный возраст даек не являются общепринятыми и тем более исчерпывающими. Продолжение работ на площади массива и за его пределами и применение точных петрографических методов позволит детальнее расчленить ряды пород, установить последовательность их образования и зависимость состава даек от вмещающих пород.

Все дайки диабазовой серии, начиная с албитизированных диабазов, являются безусловно пострудными, рассекают и метаморфизуют полностью сформированные руды. Как уже указывалось, взаимоотношений руд с тералит-диабазами не наблюдалось.

Могут быть приведены следующие доказательства пострудного возраста даек:

1. **Морфология даек.** При пересечении сравнительно маломощных жил дайками в последних на продолжении жилы не обнаруживаются никаких следов подвижек или минерализации. При пересечении крупных

жил и жильных зон дайки прорывают кварц-сульфидную часть жилы с образованием в контакте зон закалывания, дают апофизы в кварц-сульфидный агрегат мощностью от первых миллиметров до десятков сантиметров, а также вдоль контактов жил мощностью до 1—2 м и длиной от 3—5 до 150 м, например апофиза габбро-диабазов вдоль жилы Пионерской. Сравнительно часты случаи перегиба дайки при пересечении жилы, особенно на выходе из кварц-сульфидной части жилы в гидротермально измененные диориты. При этом происходит резкое уменьшение нормальной мощности дайки из-за изменения угла наклона раскрывающейся трещины к направлению перемещения ее стенок, а дробление вдоль контакта жилы при пострудных подвижках дает ложный эффект смещения.

2. Взаимоотношения даек, жил и тектоники. Особенно сложны пересечения даек с жилой Комсомольской, обладающей напряженной тектоникой. Здесь зафиксировано наибольшее количество даек диабазов, считавшихся дорудными. Однако все они или пересекаются бескварцевой тектонической зоной, или смещены вдоль жилы на расстояние, значительно превышающее мощность дайки, по шву, пересекающему кварцевую часть жилы. Так, в восстающем 61—3 по жиле Комсомольской одна из даек протеробазов мощностью около 3 м пересекает жилу и смещается поздними подвижками всего на 0,2 м; вторая — мощностью 0,8 м — пересекает гидротермально измененные диориты, резко вышолаживается в лежачем боку кварцевой жилы и уходит в ее висячий бок через 4—5 м по восстанию по шву мощностью 1—3 см, выполненному синевато-серым милонитом. Смещение диабазовых даек пострудными подвижками по жиле № 35 редко превышает 0,2—0,3 м; при этом в дайке образуется шов, выполненный милонитом, диабазовой брекчией, кальцитовым или кальцитцеолитовым агрегатом. Шов выходит из дайки в руды либо без изменения мощности, либо распадается на ряд более мелких зон, подклинивающихся к дорудным нарушениям, либо образует в контакте раздвиг с брекчиями и многочисленными пустотами, выполненными щетками полупрозрачного кальцита. Щетки образованы кристаллами нескольких генераций, от призматических и скаленоэдрических до очень плоских ромбоэдрических; кальцит-цеолитовый агрегат залечивает швы в наиболее мощных дайках габбро-диабазов. Присутствие в швах цеолитов еще раз подтверждает одновременность образования жил и выполнения швов в дайках.

Большая часть мелких тектонических нарушений, пересекающих жилы, в дайках не прослеживается; по некоторым из них отходят от даек маломощные апофизы.

3. Сульфидная минерализация и дайки. Ксенолиты кварц-сульфидного состава встречаются в дайках очень редко и располагаются в зоне закалывания или в самых мелких апофизах. Рассеянная сульфидная минерализация в дайках диабазов представлена одним пиритом, содержание которого не превышает долей процента. Исключение составляют альбитизированные диабазы, в которых при аутометасоматозе происходит концентрация пирита в наиболее измененных участках дайки; количество вкрапленного пирита достигает иногда 5%. Генетически рассеянная сульфидизация связана с дайками и на участках пересечения с жилами не наблюдается. Пленочные и розеточные агрегаты пирита в ассоциации с хлоритом встречаются по трещинам в диабазах сравнительно часто и также не связаны с золоторудными жилами. Галенит и сфалерит (?) в ассоциации с пленочным пиритом встречены единственный раз в трещинах пятисантиметровой апофизы протеробазов (?), пересекающей кварц-пирит-сфалеритовые руды с галенитом и шеелитом (жила Пологая, подэтажный штр. 323). В кварце на этом участке жилы встречаются такие же пленочные агрегаты сульфидов, а также пирит-кальцитовые мел-

кокрystalлические друзы с наростами на кальцит радиально-лучистыми агрегатами вюртцита. Сульфиды по трещинам в рудах и дайках могли образоваться при регенерации руд за счет термального воздействия даек. На образование вюртцита при регенерации сфалеритовых руд дайками указал, в частности, X. М. Абдуллаев [1]. Швы на простирании жил в дайках обычно не содержат сульфидов. Только в одном случае (штр. 433—1, жила № 35) в кальцитовом прожилке, выполняющем шов в дайке альбитизированных диабазов, установлена вкрапленность пирита и таблитчатого пирротина. Прожилок пересекает контакт дайки и продолжается в рудах, так что сульфиды в нем можно считать переотложёнными.

4. Диабазы и гидротермальное изменение. Выше уже приводились факты локализации сульфидов в дайках как по трещинам, так и в кальцитовом шве. Известны также многочисленные случаи наложения на диабазы гидротермального изменения и формирования в диабазе кварцевых прожилков. Прежде всего назовем альбитизированные диабазы, в которых приконтактная зона переработана более интенсивно, чем центральная часть дайки. Затем протеробазовые порфириты, в которых дважды встречены кварцевые щетки по трещинам. В штреке № 377 горизонта 370 м по жиле № 35 установлено очень интенсивное осветление протеробазов в зальбандах карбонатных прожилков, рассекающих дайку и кварц-сульфидную жилу, причем мощность измененной зоны в десять раз больше мощности прожилка и в первую очередь изменяются приконтактные зоны диабазы. Таким образом, мнение некоторых геологов о непроницаемости диабазов и особенно эндоконтактов диабазовых даек для гидротермальных растворов неверно.

ВЫВОДЫ

1. Комплекс даек на Комсомольском золоторудном месторождении представлен тремя сериями: кислые дайки, лампрофиры и диабазы.

2. Кислые дайки и, вероятно, лампрофиры являются дорудными.

3. Серия диабазов распадается на четыре ряда: тералит-диабазы, габбро-диабазы, протеробазы, лабрадоровые порфириты. Все они моложе нижнего девона.

4. Все дайки диабазов являются пострудными, рассекают и метаморфизуют золотоносные кварц-сульфидные жилы.

5. Диабазы не оказывают никакого влияния на локализацию золота в жилах.

6. Регенерация руд, связанная с термальным воздействием даек, незначительна.

ЛИТЕРАТУРА

1. X. М. Абдуллаев. Дайки и оруденение, М., 1957.
2. В. А. Врублевский. Тералит-диабазы окрестностей Комсомольского рудника.— Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 64. Госгеолтехиздат, М., 1963.

О САМОРОДНОМ ЗОЛОТЕ В ПЕРВИЧНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ БАРАНОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Б. М. ЛЕВАШОВ

Барановское свинцово-цинковое рудопроявление расположено в центральной части Колывань-Томской складчатой зоны в 30 км восточнее ст. Юрга. На этом участке Колывань-Томской зоны на дневную поверхность выходят породы митрофановской свиты живецкого яруса [4]. Однако на основании собранной в последнее время фауны возраст свиты определяется скорее всего верхнедевонским или даже этреновым.

Вмещающими Барановское рудопроявление породами являются рассланцованные кварцевые альбитофиры и их туфы, а также туфы смешанного состава. Минерализация локализуется в крутопадающих зонах дробления и интенсивного рассланцевания пород и имеет вкрапленный и прожилково-вкрапленный характер гидротермально-метасоматического генезиса. Основные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит, очень редко встречаются арсенопирит и пирротин. Нерудные — в основном кварц, очень редко кальцит и пренит и совершенно в незначительных количествах флюорит. Возраст оруденения предположительно ранневарисский.

Самородное золото обнаружено при микроскопическом изучении руд в одной из четырех скважин, вскрывших рудопроявление, на глубине 38,2 и 53,8 м. Пространственно оно приурочено к прожилковой рудной минерализации, развивающейся согласно с рассланцовкой вмещающих пород. Характерная особенность самородного золота в исследуемых рудах — его тесная ассоциация с сульфидами (пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом). Характер ассоциаций и размеры зерен золота в указанных минералах различны. Если в пирите включения золота субмикроскопические каплевидные и изометричные размером от 0,004 до 0,01 мм (рис. 1), то со сфалеритом, халькопиритом и галенитом, помимо изометричных включений, золото образует сростки, в которых его зерна имеют разнообразные, чаще неправильные очертания (рис. 2 и 3). Увеличивается и крупность золотинок в сростках: в галените преимущественно 0,01 мм, в халькопирите — до 0,04 мм, в сфалерите — до 0,05 мм. Указанные максимальные размеры имеют главным образом зерна золота в сростках с перечисленными сульфидами. Нередко наблюдается прожилковое развитие золота в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом и галенитом по трещинам в золото-содержащем пирите. Кроме того, очень редко встречаются мелкие неправильные выделения золота во вмещающем сульфидные минералы жильном кварце. Цвет и отражательная способность самородного золота в исследуемых рудах говорят о его низкой пробе.

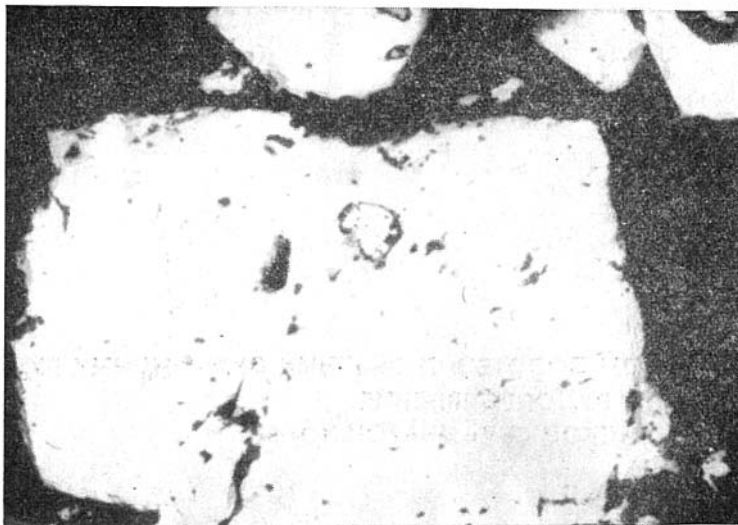


Рис. 1. Золото (светлое округлое образование) в пирите (светло-серое). Темное — кварц. Полированный шлиф. Увел. 450.

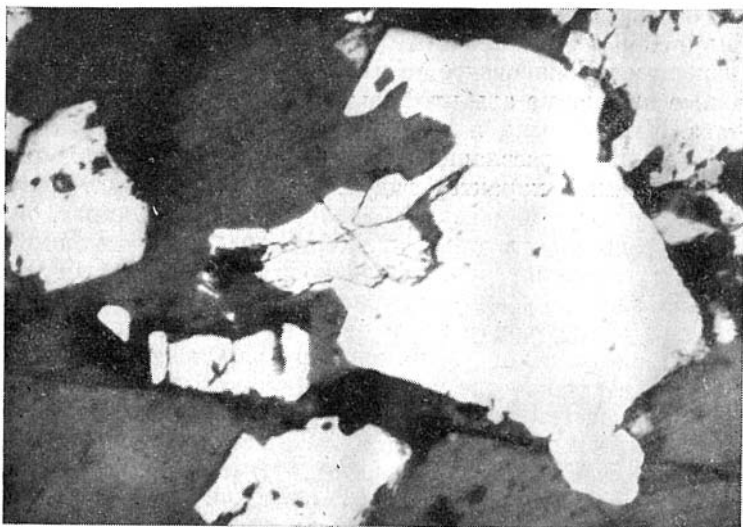


Рис. 2. Сросток золота (самое светлое в центре рисунка) со сфалеритом (серое). Золото и сфалерит корродируют пирит (светло-серое). Самое темное — кварц. Полированный шлиф. Увел. 450.

Тесная ассоциация золота с рудными минералами и характер проявлений его говорят о том, что золото выделялось на протяжении основного этапа формирования руд Барановского рудопроявления. С этих позиций оно ближе всего к золоту Лениногорской группы месторождений на Рудном Алтае. Отсутствие ассоциаций золота с арсенопиритом и пирротином еще не говорит о том, что они не будут сопровождаться золотом в других участках рудопроявления, так как из этих двух сульфидов по крайней мере арсенопирит в парагенетической последовательности обра-



Рис. 3. Сrostок золота (почти белое) с халькопиритом (светло-серое). Темное — кварц. Полированный шлиф. Увел. 450.

зования рудных минералов стоит сразу за золотосодержащим пиритом. К тому же тесная связь с золотом арсенопирита и пирротина почти постоянна [5]. Возможно, они содержат золото в виде дисперсных частиц, не обнаруживаемых обычными микроскопическими методами.

Самородное золото в первичных сульфидных рудах Колывань-Томской складчатой зоны установлено впервые. Эта зона считалась перспективной только на оруденение золото-кварцевого типа. Так, в Томской области, по имеющимся данным [3], золото в россыпях добывалось в системе рек Ушайки и Киргизки. А. А. Кузьмин сообщает также о находках золота в кварцевых жилах на берегу р. Томи под Лагерным садом и считает возраст кварцевых жил верхнепалеозойским. Перспективны на оруденение подобного типа в Колывань-Томской зоне бассейны рек Сосновки, Лебяжьей, Искитим, Каракан, где много выходов оруденелых кварцевых жил. В бассейнах этих рек обнаружено золото в шлихах.

Колывань-Томская зона, судя по ее общегеологической позиции и металлогенической характеристике [1, 2], перспективна на промышленное полиметаллическое оруденение. Поэтому связь самородного золота с сульфидами на Барановском рудопроявлении позволяет говорить о возможности существования в этом регионе нового типа золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. В. Дербиков. Сульфидная минерализация в Колывань-Томской складчатой зоне в свете двух гипотез генезиса гидротермальных полиметаллических месторождений.— Изв. Вост. Фил. АН СССР, 1957, № 7.
2. В. А. Кузнецов. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, 1954.
3. А. М. Кузьмин. Верхнепалеозойское золотое оруденение в окрестностях г. Томска.— Геология рудных месторождений, 1961, № 2.
4. А. Л. Матвеевская, Е. Ф. Иванова. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом нефтегазоносности., 1960.
5. G. M. Schwartz. Host Minerals of Native Gold.— Econ. Geol., v. 39, № 6, 1944.

О ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ЗОЛОТЕ В ТОМСКОЙ И СОСЕДНИХ С НЕЙ ОБЛАСТЯХ

А. М. КУЗЬМИН

За последнее время в печати появились две информации А. Я. Булыникова [1] и А. М. Кузьмина [2] о наличии в районе г. Томска золота в коренном залегании (в кварцевых жилах, секущих нижнекаменноугольные сланцы). Золото в свалах жильного кварца автором было найдено в г. Томске под Лагерным садом еще в 1919 г. А. М. Зайцевым, первым профессором кафедры геологии Томского университета, были найдены обломки жильного кварца со знаками золота в долине р. Ушайки. Подобные кварцевые жилы имеются в пределах каменноугольных отложений в долинах рек Киргизки, Ушайки и Басандайки, где исследователи отмечают достаточно широкое развитие в делювии свалов и обломков кварцевых жил со следами остатков сульфидов и продуктов их выветривания. Кстати, Лучановский стекольный завод добывал кварц в верхней части бассейна р. Басандайки. Г. А. Иванкин находил в кварцевых жилах под Лагерным садом знаки золота. Можно считать, что золотооруденение, связанное с кварцевыми жилами, в окрестностях г. Томска является установленным фактом.

Автор определяет возраст золотооруденения как верхнепалеозойский [2]. Однако некоторые исследователи считают оруденение более молодым, связывая его с томскими эссексит-долеритами. Последние пересекают вкrest простирания складки и сланцеватость нижнекаменноугольных отложений.

Достоверность золотоносности кварцевых жил, следующих в общем параллельно сланцеватости, является очень важным моментом, ибо верхнепалеозойские (верхнедевонские и карбоновые) отложения широко развиты на территории Кольвань-Томской складчатой области, в пределах которой на огромной площади коренные породы, несущие кору выветривания, перекрываются мощной толщей четвертичных отложений.

В пределах Кольвань-Томской складчатой области близ Барановского поселка найдено свинцово-цинковое рудопроявление, залегающее в митрофановской свите, в толще интенсивно рассланцованных и раздробленных альбитофиров. Здесь рудные минералы имеют форму вкраплений в кварцевых жилах или прожилково-вкрапленных образований, следующих по сланцеватости пород. Среди сульфидов в аншлифах под микроскопом Б. М. Левашов нашел золото*.

По-видимому, интенсивное рассланцевание пород Кольвань-Томской складчатой области было завершающим этапом ранневарисского тектогенеза, который охватил значительную площадь. Само рассланцевание,

* Сведения об этом рудопоявлении публикуются в данном сборнике.

надо полагать, распространялось на большие глубины. Если первый этап рассланцевания выразился главным образом в сжатии и дифференциальных движениях по сланцеватости, то позже, после спада напряжения наметились места растяжения, ослабленные участки, зоны, параллельные сланцеватости, вдоль которых с глубин поднимались гидротермальные растворы, способствовавшие формированию кварцевых жил, несущих сульфиды цинка, свинца, меди, железа, мышьяка и с ними вместе золото, из нерудных — кварц, барит, кальцит, альбит.

Источники магматического порядка, с которыми следовало бы связывать описываемые рудопроявления, пока не известны, но ими могут оказаться не вскрытые эрозией магматические породы, аналогичные новосибирским гранодиоритам, прорывающим нижнекаменноугольные отложения, и гранитным образованиям Инского залива Кузбасса (Булантовский и Коуракский массивы), прорывающим отложения верхнего девона, появление которых, бесспорно, тесно связано с варисским тектогенезом. Аналогичные гранитоиды варисского возраста известны и в северо-восточной части Салаира, около которых обнаружено золотое оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Я. Булыничков. Вопросы золотоносности г. Томска. — Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири. Томск, 1962.
 2. А. М. Кузьмин. Верхнепалеозойское золотооруденение в окрестностях г. Томска. — Геология рудных месторождений, 1961, № 2.
 3. Б. М. Левашов. О самородном золоте в первичных сульфидных рудах Барановского рудопроявления Колывань-Томской складчатости. — Сб. «Геология золоторудных месторождений Сибири», 1967.
-

ВТОРИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ ЖИЛ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

А. Д. МИКОВ, В. К. ЧЕРЕПНИН

Приводимые в статье материалы получены в результате исследования трех жильных золоторудных месторождений — Центрального, Комсомольского и Берикульского.

Рудные жилы этих месторождений приурочены к двум-трем определенным системам трещин. Так, на месторождении Центральном выделяются жилы северо-восточного (Центральная, Дмитриевская), восток-северо-восточного, почти широтного (Кавказская, Казанская), и меридионального простирания (Северная, Суворовская). Углы падения их колеблются от 40 до 75°. На месторождении Комсомольском жилы имеют северо-западное (Комсомольская, Параллельная), северо-восточное (Пионерская, Болотная) и субширотное (жила № 35) простирание. Углы падения изменяются от 20 до 50°. На Берикульском месторождении жилы приурочены к двум основным системам: крутопадающей юго-западного простирания (Российская, Прокопьевская) с углами падения 40—80° и полого падающей северо-восточного, восточного и северо-западного простирания (Кругобайкальская, Четвертая) с углами падения 5—40°.

Жилы, как правило, прослеживаются на сотни метров по простиранию и падению. В целом при общей выдержанности их по простиранию и падению весьма характерной является частая перемежаемость раздувов и пережимов, сменяющих друг друга на коротком расстоянии, а также расщепление жил на серии самостоятельных прожилков.

Сульфиды в жилах распределены неравномерно. Наряду с безрудными встречаются участки с содержанием сульфидов до 40—60%. Эти рудные столбы имеют, как правило, крутое склонение и прослеживаются по падению на два — три горизонта.

Наиболее распространены полосчатая, пятнистая, брекчиевидная и массивная текстуры. Главный жильный минерал — кварц. Подчиненное значение имеют кальцит и анкерит, количество которых не превышает 10—15%. Из сульфидных минералов преобладает пирит. В ряде жил ему почти не уступает арсенопирит. В подчиненном количестве, но обычно во всех жилах присутствуют галенит, сфалерит и халькопирит. В некоторых из них встречены также пирротин, блеклая руда, висмутин, никелин, герсдорфит и другие рудные минералы.

Золото тесно связано с сульфидами и в плоскости жил распределено крайне неравномерно. Видимое золото встречается редко. Выделяются две генерации золота. Для первой характерна ассоциация с пиритом и арсенопиритом, для второй — с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Зо-

лото первой генерации обычно более мелкое (тысячные доли миллиметра), а второй — сравнительно крупное (сотые доли миллиметра).

Зона окисления на описываемых месторождениях проявилась довольно ярко. Нижняя граница обычно располагается на глубине 30—40 м, спускаясь в некоторых жилах Центрального месторождения до 70—85 м. Так, в Школьной и Промежуточной жилах она лежит на глубине 75—84 м. Оригинальное исключение представляет собой лишь Комсомольская жила одноименного месторождения, окисленная на всю вскрытую глубину (420 м). Такое интенсивное развитие процесса окисления обусловлено приуроченностью жилы к тектонической зоне.

Возраст зоны окисления, по-видимому, мезозойский [9].

До настоящего времени вопрос о вторичной зональности на указанных месторождениях фактически не рассматривался. Наиболее ценные сведения по этому вопросу содержатся в работах В. К. Монича [6], А. Я. Булыникова [2] и др. Так, В. К. Монич [6] в верхней части рудных жил Берикюля выделяет следующие зоны: 1) зона железной шляпы, 2) зона выщелачивания, 3) зона окисного обогащения, 4) зона вторичных сульфидов.

На основании данных предыдущих исследований и наших наблюдений в пределах зоны окисления могут быть выделены следующие подзоны или горизонты: 1) подзона полного окисления, 2) подзона выщелачивания, 3) подзона вторичного золотого обогащения (выделяется нами впервые). В богатых сульфидами жилах ниже зоны окисления устанавливается зона вторичного сульфидного обогащения.

Такая полная зональность обычно проявляется в богатых сульфидами жилах, чаще же всего имеют место две подзоны — выщелачивания и вторичного золотого обогащения.

Подзона полного окисления, будучи срезана эрозией, для большинства описанных месторождений не является характерной. На Центральном месторождении, она, например, сохранилась только на Тумашевской жиле. Слагается эта подзона кварцем с интенсивным развитием плотного лимонита. Лимонит присутствует в виде прожилков мощностью до 0,5—1,0 см или образует псевдоморфозы по пириту. Из прочих гипергенных минералов встречаются малахит, азурит, церуссит и гидроокислы марганца.

Подзона выщелачивания ярко выражена во всех жилах и слагает обычно непосредственно верхнюю их часть, распространяясь по падению на глубину до 10—15 м. Представлена она буровато-красным слабо обохренным кварцем с многочисленными пустотками от выщелачивания сульфидов, с развитием разнообразных кварцевых губок. Содержание золота в описываемой подзоне, по данным забойного химического опробования, в целом несколько превышает таковое в первичных рудах, но, как правило, остается невысоким даже в участках, расположенных над богатыми рудными столбами.

Впервые в пределах подзоны выщелачивания некоторых рудных тел (жилы Центральная и Иксовая Центрального рудного поля) нами были встречены сыпучки. Они развиваются в виде небольших линзочек (0,1—0,2 м мощности и 0,5—1,2 м по простиранию жил), приуроченных к ослабленным зонам, по которым инфильтрировались метеорные воды. Аналогичные случаи образования сыпучек вдоль тектонических нарушений в сульфидных телах были описаны В. М. Крейтером [4] и И. С. Саакяном [7].

Для сыпучек наиболее характерен кварцево-пиритовый состав. В ряде случаев пирит сильно выщелочен, и сыпучки состоят преимущественно из кварца. Содержание пирита колеблется от 70—75% в пиритовой сыпучке до 30—35% в существенно кварцевой. Преобладающий размер зерен

основных минералов 0,5—3,0 мм. Нередко в сыпучках содержатся обломки осветленных березитов. Известны случаи, когда этот материал преобладает, составляя до 80% всей рыхлой массы (жила Центральная, гор. 87 м). Кроме указанных основных компонентов (пирита, кварца, обломков осветленного березита), в сыпучках встречены сфалерит, галенит, арсенопирит, слюда (биотит и мусковит), а из гипергенных минералов — ковеллин, лимонит и гипс. Содержание золота в сыпучках, по данным пробирного анализа, несколько превышает среднее содержание его в первичных сульфидных рудах. Известно [1, 4], что для сыпучек сульфидных рудных тел многих месторождений (Урское, Майнкайн, Джусала и др.) характерно высокое содержание золота, в несколько раз превышающее среднее его содержание в первичных рудах.

Подзона вторичного золотого обогащения соответствует нижней части зоны окисления и легко выделяется во всех рудных жилах. Характеризуется она интенсивным накоплением лимонита. Он представлен обычно желтовато-бурыми охрами, заполняющими многочисленные трещины как в жиле, так и в ее зальбандах. Кварц и вмещающие породы в таких участках сильно обохрены. Возможно, образование охристого лимонита произошло по ярозиту, хотя последний на этих глубинах не устанавливается. Встречен ярозит лишь в жиле Центральной одноименного месторождения на глубине 300 м.

Наряду с охристым перенесенным лимонитом в описываемой подзоне встречается лимонит замещения, как его определяет С. С. Смирнов [8], или остаточный лимонит, по М. Ф. Зенину [3] и М. Н. Альбову [1]. В этой подзоне довольно часто, особенно в малосульфидных жилах, можно встретить полуюкисленные и даже слабоокисленные первичные сульфиды.

Переход подзоны выщелачивания в подзону вторичного золотого обогащения постепенный. Нижняя граница характеризуемой подзоны фактически совпадает с нижней границей зоны окисления.

Описываемая подзона заметно обогащена золотом (содержание его в 1,5—2 раза выше среднего по рудным телам).

Микроскопическими исследованиями установлена тесная связь золота с перенесенным лимонитом. Аналогичная связь отмечалась и М. Н. Альбовым [1] для кварцево-сульфидных месторождений Урала.

В пределах подзоны золото распределяется неравномерно. По вертикали в ней выделяется один или два горизонтальных пояса вторичного золотого обогащения [5].

Зона вторичного сульфидного обогащения в кварцево-сульфидных жилах не пользуется сколько-нибудь значительным распространением ввиду ограниченности первичных медных сульфидов. Выделяется она по появлению в жилах халькозина и ковеллина. Наличие зоны вторичного сульфидного обогащения в кварцево-сульфидных жилах Берикюля отмечалось В. К. Моничем [6], а для Центрального месторождения А. Я. Булытниковым [2].

Ниже зоны вторичного сульфидного обогащения располагается зона первичных руд.

Таким образом, в жильных месторождениях северной части Кузнецкого Алатау мы имеем дело с древней зоной окисления, верхняя часть которой на большинстве участков изученных месторождений оказалась смытой. В пределах зоны окисления нами выделено несколько подзон, из которых существенное значение имеют две: подзона выщелачивания и подзона вторичного золотого обогащения.

Зона окисления жил значительно обогащена золотом, приуроченным к ее нижней части, выделенной как подзона вторичного золотого обогащения. Выделение такого горизонта имеет существенное практическое

значение, так как содержание полезного компонента в этих горизонтах более чем в 1,5 раза превышает среднее содержание его в рудных жилах.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. Н. А л ь б о в. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Госгеолтехиздат, 1960.
 2. А. Я. Б у л ы н н и к о в. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы.— Тр. ТГУ, т. 102, 1948.
 3. М. Ф. З е н и н. Продукты окисления и выщелачивания сульфидов как критерий оценки месторождений медно-порфировых руд по выходам.— Тр. Средне-Азиатского индустр. ин-та, т. I, 1938.
 4. В. М. К р е й т е р и др. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.
 5. А. Д. М и к о в. К вопросу о вторичной зональности в золоторудных жилах Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау).— Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 138, 1965.
 6. В. К. М о н и ч. Геологический очерк Бериккульского золотопромышленного района.— Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото, вып. VII, 1937.
 7. П. С. С а а к я н. Тектоническое строение Новолевихинского колчеданного месторождения на Урале.— Минеральное сырье, 1935, № 8.
 8. С. С. С м и р н о в. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.
 9. А. Н. С у х а р и н а, Д. И. Е м е л ь я н о в а. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат.— Вестн. Зап.-Сиб и Новосиб. геол. упр., вып. 3, 1958.
-

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОМУ РАСТВОРЕНИЮ ЗОЛОТА

А. Д. МИКОВ

Известно, что в многокомпонентных рудах заметно увеличивается скорость растворения минералов с более низким электродным потенциалом и замедляется скорость растворения минералов, имеющих более высокий электродный потенциал.

Электрохимическое растворение и окисление минералов связано с приобретением ими различных потенциалов в растворах и по своей природе аналогично электрохимической коррозии и растворению металлов. Знак и величина электродного потенциала зависят от природы и структуры минерала, состава и концентрации раствора и некоторых других факторов [7].

В настоящее время экспериментально изучено электрохимическое растворение сульфидных минералов — пирита, халькопирита, галенита, молибденита и других [3, 6, 7, 8, 12]. В работе И. Н. Плаксина и В. В. Сусловой [5] приводятся данные о растворении золота в 0,3%-ном растворе цианистого калия в присутствии различных сульфидов в течение 24 ч. Скорость растворения золота увеличивается в присутствии пирита в 9 раз, галенита — в 6,5 раза, халькопирита — в 7 раз. Данных по вопросу электрохимического растворения золота в водных растворах сульфата окиси железа или хлористого калия в литературе нами не встречено.

Нами проведены следующие исследования:

- а) измерение электродных потенциалов некоторых сульфидов, самородной меди, серебра и золота;
- б) экспериментальное определение растворимости золота в смеси с пиритом;
- в) электрохимическое растворение золота под действием внешнего электрического поля.

ИЗМЕРЕНИЕ ЭЛЕКТРОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛОВ НЕКОТОРЫХ СУЛЬФИДОВ, САМОРОДНОЙ МЕДИ, СЕРЕБРА И ЗОЛОТА

Для каждого сульфидного минерала в определенных условиях характерна известная величина электродного потенциала. В. Готтшалк и Х. Бючлер [12] измеряли электродные потенциалы некоторых сульфидов и впервые распределили их в ряд в порядке уменьшения разности потенциалов (в вольтах) по отношению к медной проволоке и дистиллированной воде. В дальнейшем измерения электродных потенциалов сульфидов, обыч-

но в нормальном растворе хлористого калия, производились многими исследователями (см. табл. 1, 2).

Нами были измерены величины электродных потенциалов в нормальном растворе хлористого калия ($pH = 7$) и $0,0002 N$ растворе сернокислого железа ($pH = 3,5$). Концентрация сульфат-ионов этого раствора соответствует концентрации их в рудничных водах золоторудных месторождений Марипинской тайги (Кузнецкий Алатау).

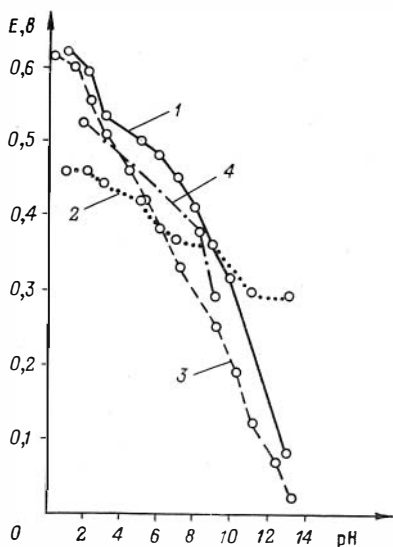
В растворе хлористого калия были измерены электродные потенциалы двух образцов пирита (пирит-1, пирит-2), халькопирита, самородной меди, серебра и золота, в растворе сернокислого железа — марказита, пирита-1, халькопирита, самородной меди и золота. Пирит (два образца) и арсенопирит были взяты из месторождения Центрального, халькопирит — из Натальевского (Кузнецкий Алатау), самородная медь — из месторождения Джезказган (Центральный Казахстан), марказит — из месторождения Рудного Алтая. Ввиду отсутствия самородного серебра и золота были использованы искусственные пластинки, причем был измерен потенциал низкопробного (проба 578) и высокопробного (проба 900) золота. Первое значение соответствует пробе золота в кварцево-сульфидных месторождениях северной части Кузнецкого Алатау (Центральное, Бериккульское и другие). Золото пробы 900 использовалось за неимением золота более высокой пробы. В дальнейшем будем именовать их соответственно золото-1 и золото-2. Спектральным анализом установлено, что состав примесей в высокопробном и низкопробном золоте примерно одинаков: Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Si, Ni. Содержание Ag и Cu в последнем значительно ниже, а также отмечена примесь Pt и Pd.

Таблица 1

Электродные потенциалы сульфидов, самородной меди, серебра и золота в нормальном растворе хлористого калия

Образец	Потенциал, в	Продолжительность опыта, сут.	Обстановка	Автор
Марказит	+0,56	1	В воздухе	R. S. Wells [17]
	+0,46; +0,48	5	В присут. CO_2	»
Пирит	+0,42; +0,48	2—14	В воздухе	»
	+0,41	5	При отсут. воздуха	»
	+0,38; +0,37	8	В атмосфере CO_2	»
	+0,48; +0,45	1	При отсут. воздуха	A. Matsubara [14]
	+0,46 +0,485	1	В воздухе	Г. Б. Свешников [6]
Халькопирит	+0,49; +0,41	1	»	А. Д. Миков
	+0,42	4	»	R. S. Wells
	+0,36; +0,33	1	»	Г. Б. Свешников [6]
Золото-2	+0,29	1	»	А. Д. Миков
	+0,32	1	»	»
Арсенопирит	+0,31	1	»	»
Галенит	+0,25; +0,14	1	»	Г. Б. Свешников [6]
Молибденит	+0,14	1	»	А. С. Михайлов [3]
Сфалерит (марма-тит)	+0,12	1	»	С. Л. Добычин
Серебро	+0,10	1	»	А. Д. Миков
Золото-1	+0,06	1	»	»
Самородная медь	+0,04	1	»	»

Примечание. В основу таблицы положены данные Г. Б. Свешникова [8]. Все значения потенциалов даются по отношению к нормальному водородному электроду.



Зависимость электродного потенциала от pH электролита.

1 — пирит; 2 — золото; 3 — пирит, по И. Такубо [16]; 4 — халькопирит, по Г. Б. Свешникову [9].

было встречено сведений о величине электродных потенциалов самородной меди, серебра и золота в нормальном растворе хлористого калия. Общеизвестны [2] указания о величине потенциала золота по отношению к одновалентным и трехвалентным ионам золота. По отношению к трехвалентным ионам золота он равен 1,67 в. Как было отмечено выше, величины электродных потенциалов зависят от природы и структуры минералов, состава и концентрации раствора и других факторов. В присутствии

Подготовка эксперимента заключалась в следующем. Из всех указанных выше сульфидов и самородной меди были изготовлены пластинки длиной 15—20 мм, шириной 10—12 мм, толщиной 3—4 мм. Для серебра и золота размер пластинок был меньше: 12 × 10 × 0,4 мм. Полученные образцы парафинировались, оставлялась открытой лишь часть пластинки 0,5—1,0 см². Контакт пластинок с электродом прибора осуществлялся с помощью ртути. Ввиду того, что золото очень легко амальгамируется ртутью (что мешает измерению), пришлось прибегнуть к пайке медной проволоочки к пластинкам золота (припой обычный). Все измерения электродных потенциалов производились методом сравнения с нормальным каломельным электродом с доступом воздуха. Для измерений использовался потенциометр ЛП-58.

Результаты измерений электродных потенциалов приведены в табл. 1 и 2. Величины их, полученные нами для пирита и халькопирита в нормальном растворе хлористого калия, согласуются с данными других авторов. В литературе нами не

Таблица 2

Электродные потенциалы некоторых сульфидов, самородной меди и золота в растворах солей железа в присутствии воздуха

Раствор и концентрация	Потенциал, в	Время, сут	Образец	Автор
0,1 N раствор FeSO ₄	+0,54	—	Пирит	R. S. Wells [17]
0,01 N раствор FeSO ₄	+0,57	—	»	»
0,0-1 N раствор FeSO ₄	+0,60	—	»	»
0,001 N FeSO ₄ (pH=3)	+0,59	—	»	M. Sato [15]
0,0002 N раствор Fe ₂ [SO ₄] ₃ (pH=3,5)	+0,64	2	Марказит	А. Д. Миков
То же	+0,62	2	Пирит-1	»
»	+0,46	2	Халькопирит	»
»	+0,295	1	Золото-2	»

тисульфатного комплекса потенциал золота равен 0,142 при 25° [4]. Наши исследования подтверждают зависимость потенциала пирита, халькопирита, самородной меди и золота-2 от состава раствора. Электродный потенциал марказита и халькопирита в растворе сернокислого железа выше, а для золота-2 несколько ниже, чем в растворе хлористого калия (табл. 2).

Нами была исследована также зависимость электродных потенциалов пирита и золота-2 от рН раствора (см. рисунок). Различная концентрация водородных ионов в растворе создавалась разными концентрациями HCl и NaOH. Аналогичные измерения в растворах, приготовленных из H₂SO₄ и NaOH различных концентраций, производились для пирита И. Такубо [16], а для халькопирита Г. Б. Свешниковым [9]. Полученная нами зависимость электродного потенциала пирита от рН раствора сходна с данными упомянутого автора. Потенциал пирита при изменении рН от 1 до 13 понижается от 0,62 до 0,06 в, а для золота-2 от 0,4 до 0,29 в. При низких значениях рН потенциал золота-2 ниже, чем у пирита, а при высоких наоборот. Обращает на себя внимание повышенное значение электродного потенциала пирита-1. В растворе сернокислого железа он близок к потенциалу марказита. Рентгеноструктурный анализ показал значительную примесь марказита в пирите-1.

Проведенные исследования позволяют наметить некоторый ряд минералов по порядку возрастания величины электродного потенциала в нормальном растворе хлористого калия: самородная медь, золото-1, серебро, сфалерит, молибденит, галенит, арсенопирит, золото-2, халькопирит, пирит, марказит. Как видим, золото-2 имеет более низкий электродный потенциал, чем пирит и марказит. В кислых растворах потенциал золота значительно ниже, чем у пирита и марказита.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ ЗОЛОТА В СМЕСИ С ПИРИТОМ

Нами было проведено две серии опытов по растворению золота. Во всех опытах использовалось шлиховое самородное золото с размером частиц 0,05—0,3 мм. Спектральным анализом в составе золота отмечено значительное содержание Ag, а также примеси Cu, Pb, As, Cd.

Пирит-1 и золото использовались в виде порошка. Объем раствора в каждом опыте был 100 мл, рН раствора определялось электрометрически при помощи стеклянного электрода. Продолжительность серии опытов составляла 24 сут. Во избежание поляризации минералов все пробы ежедневно встряхивались и перемешивались. Температура во время опыта колебалась от +15 до +22° С. После окончания эксперимента в каждой пробе определяли содержание золота и серебра, во второй серии опытов, кроме того, — содержание свинца, меди и цинка. Определение содержаний золота, серебра, свинца, меди и цинка производилось спектрометрически после соосаждения их по методу ТПИ [10].

Результаты растворения золота в 0,0002 N растворе сернокислого железа (рН = 3,5) с доступом кислорода воздуха приведены в табл. 3.

Выяснилось, что золото заметно растворяется в очень слабом растворе сульфата окиси железа, вероятно, за счет возникающих электрохимических явлений — присутствие пирита увеличивает скорость растворения золота.

При растворении золота в нормальном растворе хлористого калия (рН = 7,3) кислород воздуха удалялся из раствора пропусканием чистого азота. Пробы в течение 24 сут находились в герметически закрытых стек-

Таблица 3

Навеска, г		Содержание в растворе, мг/л	
золото	пирит	Au	Ag
0,2		0,00005	0,0005
0,2	2,0	0,00015	0,0025
0,2	2,0	0,00015	0,05

лянных сосудах. Золото в растворе не было обнаружено (табл. 4). Появление в растворе серебра объясняется тем, что потенциал его в нормальном растворе хлористого калия значительно ниже потенциала золота и пирита-1 (см. табл. 1). При микроскопическом изучении пирита, используемого в экспериментах, в нем устанавливается незначительная примесь галенита, халькопирита, сфалерита, зо-

Таблица 4

Минерал	Навеска, г	Содержание в растворе, мг/л			
		Ag	Pb	Cu	Zn
1. Пирит	2,0	0,0005	0,05	0,005	0,0025
2. Пирит	2,0	0,0025	0,05	0,015	0,0025
Золото	0,2				
3. Кварц	2,0	0,00005	0,030	0,005	—
Золото	0,2				
4. Золото	0,2	0,0025	0,030	0,005	

лота. Присутствие в растворе Pb, Cu и Zn может быть объяснено электрохимическим растворением указанных сульфидов, находящихся в пирите, и примесей этих элементов, содержащихся в самородном золоте.

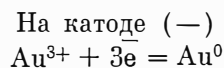
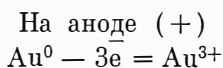
ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЕ РАСТВОРЕНИЕ ЗОЛОТА ПОД ДЕЙСТВИЕМ ВНЕШНЕГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

В опытах в качестве электродов использовались вышеописанные пластинки золота. Электроды присоединялись к источнику постоянного тока с напряжением 6 или 12 в. Токпроводящий проводник на контакте с золотой пластинкой изолировался парафином. В качестве электролита использовались вода и водные растворы сульфата окиси железа с концентрацией 0,2 и 2,0 г/л. Для определения содержания золота в растворе и осадке применялся спектрометрический метод. Фильтрат выпаривался непосредственно на угольных электродах.

Под действием постоянного тока поверхность электродов заметно изменялась. Положительный электрод (анод) растворялся. Вокруг отрицательного электрода (катода) появлялось облачко дендритовидных образований, которые медленно выпадали в осадок. Плотность тока изменялась различная (от 0,03 до 3,0 ма/мм²). При максимальной плотности тока положительный электрод (анод) заметно растворялся. Установлено, что с увеличением напряжения и повышением концентрации раствора скорость растворения положительного электрода увеличивается. Перед началом опыта электролит (раствор сульфата железа) имел желтоватый оттенок. Это обусловлено тем, что ионы трехвалентного железа имеют желтый цвет. В процессе опыта (в течение нескольких часов) раствор постепенно обесцвечивался. рН электролита при концентрации 2 г/л сульфата окиси железа постепенно изменялся от 2,5 в начале опыта до 1,3—1,5 в конце его.

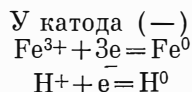
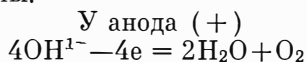
В фильтрах, полученных из воды и водных растворов сульфата железа, золота содержалось 0,001—0,006 мг/л. Количество его после 24—48 ч растворения в различных электролитах оказалось одинаковым. В растворе сульфата окиси железа с концентрацией 2,0 г/л уже после 4 ч пропускания тока ($V = 12$ в) содержалось золото. Спектральный анализ осадка дендритовидных образований, полученных у катода, обнаружил в них 0,01—1,0% золота и повышенное количество железа, меди и серебра. При микроскопическом изучении осадка в нем были обнаружены мельчайшие шаровидные выделения золота размером в тысячные доли миллиметра.

Известно [10], что в кристаллической решетке золота находятся ионы. При погружении металлической пластинки в воду ионы поверхностного слоя пластинки под действием полярных молекул воды отрываются и переходят в раствор. Несмотря на то, что концентрация ионов металла в растворе ничтожно мала, такой раствор можно рассматривать как раствор электролита. При пропускании постоянного тока через такой электролит происходит растворение самого анода, т. е. золото в виде ионов Au^{3+} переходит в раствор. Одновременно с этим на катоде идет процесс восстановления и превращения ионов в нейтральные атомы. Этот процесс можно представить в виде следующей схемы:



Количество ионов золота в растворе остается постоянным, что подтверждается и данными эксперимента.

Так как золото не дает соединений с сульфат-ионом, процесс растворения золотого анода в случае сернокислого электролита представляется следующим образом: первоначально идет восстановление у катода ионов железа, следствием чего и является наблюдавшееся осветление электролита, а у анода — ионов OH^{1-} . Процесс можно представить в виде схемы:



После выделения железа начинает растворяться анод. Имеющиеся в золотом аноде примеси серебра и меди переходят в раствор и переносятся к катоду. Спектральный анализ показал, что они присутствуют в растворе и в дендритовидных образованиях у катода.

Таким образом, установлено, что золото, растворяясь на аноде, поступает в раствор, переходит к катоду и восстанавливается. В дальнейшем может происходить агрегация образующихся частиц, что и наблюдается в условиях нашего эксперимента.

В целом этот процесс электрохимического растворения золота аналогичен промышленному аффинажу золота [4]. Электролиз золота в промышленных условиях ведется в растворе хлорного золота и соляной кислоты при плотности тока 1,2—1,5 *ма/мм²*. В наших экспериментах применялась и более низкая плотность тока и электролиз производился при отсутствии ионов хлора.

В природных условиях при наличии естественного поля плотность тока для сульфидных тел может быть оценена в $10^{-3} \div 10^{-5}$ *ма/мм²*. Вероятно, порядок этих величин будет справедлив как для рудных столбов кварцево-сульфидных месторождений, так и для природных микрогальванических пар. В наших экспериментах минимальная плотность тока была выше природной на несколько порядков, но, учитывая фактор времени и наличие в грунтовых водах ионов хлора, которые резко улучшают процесс электрохимического растворения, можно сказать, что этот процесс в значительной мере способствует растворению золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. А. Каковский. К теории гидрометаллургии благородных металлов.— Изв. АН СССР, ОТН, т. 29, № 7, 1957.
2. В. Латимер. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., ИЛ, 1954.

3. А. С. Михайлов. Экспериментальное исследование электрохимического окисления и растворения молибденита.— *Геохимия*, 1962, № 9.
 4. И. Н. Плаксин. *Металлургия благородных металлов*. М., 1958.
 5. И. Н. Плаксин, В. В. Сулова. Скорость растворения золота при цианировании золотых руд и влияние на нее контакта с поверхностями минералов и металлов.— *Сов. золотопромышленность*, 1936, № 7.
 6. Г. Б. Свешников, С. Л. Добычин. Гальваническое растворение сульфидов и ореолы рассеяния тяжелых металлов.— *Геохимия*, 1956, № 4.
 7. Г. Б. Свешников. Электродные потенциалы минералов и их роль в растворении сульфидных руд.— *Уч. зап. ЛГУ*, № 249, вып. 10, 1958.
 8. Г. Б. Свешников. Электрохимическое растворение сульфидных руд и его роль в образовании водных ореолов рассеяния тяжелых металлов.— *Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конг., XXI сессия, раздел I*, 1960.
 9. Г. Б. Свешников, Ю. Т. Ильин. Стационарные электродные потенциалы рудных минералов.— *Уч. зап. ЛГУ*, № 324, вып. 15, 1964.
 10. В. В. Скорчеллетти. *Теоретическая электрохимия*. Л., 1959.
 11. П. А. Удодов, И. П. Онуфриенко, Ю. С. Париллов. *Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири*. М., 1962.
 12. Н. И. Ягн, В. Г. Соколова. Электрохимическая растворимость молибденитов в водных растворах.— *Зап. Всесоюз. минералог. об-ва*, ч. 88, вып. I, 1959.
 13. V. H. Cotttschalk, H. A. Buchler. Oksidation of sulphides.— *Econ. Geol.*, vol. 7, № 1, 1912.
 14. A. Matsubara. Studies on the surface characters of minerals.— *Memoirs of the College of Science Kyoto Imperial Universiti*, ser. B, vol. 1, № 4, 1924.
 15. M. Sato. Application of reaction Eh — pH diagrams to the problems of supergene oxidation and enrichment of sulfide ore bodies.— *Bull. Geol. Soc. Amerika*, 71, № 12, part 2, 1960.
 16. I. T a c u b o. Effects of the composition of solution on the potential of pyrite electrode.— *Memoirs of the College of Science Kioto Imperial Universiti*, ser. B. vol. 10, № 1, 1934.
 17. R. S. Wells. Elektric activity in ore deposits.— *US Geological Survey. Bull.*, 548, 1914.
-

НЕКОТОРЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О МИГРАЦИИ ЗОЛОТА В ГИПЕРГЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Л. Л. ШАБЫНИН

В настоящее время в литературе отсутствуют данные об осаждающем влиянии пород на растворенное золото. Установлена скорость осаждения этого металла из раствора хлорида золота сульфидами ряда: пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит [9]. Этот же порядок сохраняется при действии сульфидов на растворы коллоидного золота [7]. К. Ф. Белоглазов [5] располагает минералы по степени уменьшения поглощения золота из его коллоидных растворов следующим образом: барит, каолин, кальцит, арсенопирит, кварц. Показано, что золото либо восстанавливается до металла в случае истинных растворов, либо коагулируется из коллоидных растворов. Полнота осаждения золота зависит от времени соприкосновения минералов с раствором, величины сорбционной поверхности минералов и концентрации золота в растворе.

При изучении химического состава вод золото-сульфидных месторождений, находящихся в различных геологических и ландшафтных условиях, нами было установлено, что золото обладает ограниченной миграционной способностью в химически активных (карбонатных) породах по сравнению с нейтральными и малоактивными породами (изверженные, метаморфические и осадочные породы, преимущественно щелочноземельные) [19]. Об этом же говорят исследования Л. В. Разина и И. С. Рожкова [13], проведенные на месторождениях куранахского типа на Алданском щите в зоне развития многолетней мерзлоты.

Для подтверждения результатов полевых исследований были проведены эксперименты по изучению влияния на миграцию золота пород различной химической активности. Работа велась с раствором хлорида золота с титром 5,929 мгк/мл. Для опытов были взяты кварц, кварц в смеси с пиритом, известняк и порфирит, содержащий 10% двухвалентного железа. Породы измельчались до размера зерна 0,1—0,25 мм и загружались в стеклянные колонки объемом 100 см³. Кварц предварительно обрабатывался царской водкой для удаления возможных включений золота и сульфидов. Контрольные анализы пород перед опытом показали отсутствие в них золота. Было приготовлено 5 колонок, соответственно содержащих: кварц, кварц + 15% пирита, кварц + 40% пирита, известняк и порфирит. Сквозь колонки с породами пропускался раствор хлористого золота заданной концентрации (5,929 мкг/мл) в течение 6 сут. Пробы объемом 250 мл отбирались через 1, 2 и 3 сут. Золото определялось по коллометрической методике с дитизином, предложенной К. С. Пахомовой и Т. А. Высоцкой [12]. Результаты определений сведены в табл. 1.

Таблица 1

Продолжительность фильтрации, ч	Кварц	Кварц + 15% пирита	Кварц + 40% пирита	Известняк	Порфирит
24	0,005973 II	0,000145 I	0,000028 I	0,00000 V	0,00000 IV
48	0,003893 II	0,000021 I	0,000019 I	0,00000 V	0,00000 IV
72	0,005074 II	0,000084 I	0,000057 I	0,00000 V	0,00000 IV

Примечание. Числитель — содержание (в процентах) золота в фильтрате, знаменатель — химическая активность породы [19], через которую прошел фильтрат.

Из табл. 1 видно, что поглотительная способность одного кварца, сама по себе значительная, возрастает по мере увеличения содержания в нем сульфидов. О. Е. Звягинцев [7] предлагает следующую реакцию восстановления золота пиритом: $9\text{FeS}_2 + 40\text{AuCl}_3 + 6\text{FeCl}_3 + 7\text{H}_2\text{O} \rightarrow 8\text{FeSO}_4 + 7\text{FeCl}_2 + 10\text{H}_2\text{SCl}_4 + 40\text{Au} + 124\text{HCl}$. В действительности же реакция восстановления золота имеет, очевидно, более сложный вид. Дело в том, что качественный анализ фильтрата и исходного раствора на золото с хлористым оловом и бензидином [9, 17] показал отсутствие золота. Это же отмечал и В. М. Крейтер [11]. Электролиз исходного раствора показал, что в анолите золота содержится примерно в три раза больше, чем в католите, т. е. подавляющая часть золота в растворе находится в виде отрицательно заряженного комплексного иона, возможно иона $[\text{AuCl}_4]^-$, который диссоциирует с образованием элементарного иона золота. В отношении серебра В. В. Щербина [18] отмечает, что наряду с комплексными соединениями его в растворе всегда имеется некоторое количество элементарных ионов вследствие диссоциации комплекса ($[\text{AgCl}_2]^- \rightleftharpoons \text{Ag}^{2+} + 2\text{Cl}^-$). Если допустить возможность подобного явления для комплекса золота, то в диализаторе будет происходить сдвиг равновесия вправо. В естественных условиях количество элементарных ионов золота в растворе будет значительно меньшим.

Таблица 2

Интервалы отбора проб	Содержание золота (в процентах) в породах после пропускания через них раствора золота				
	Кварц	Кварц + 15% пирита	Кварц + 40% пирита	Известняк	Порфирит
A	0,0735	0,2520	3,5280	0,1500	0,1500
B	0,0630	0,1851	0,8400	0,0010	0,0001
B	0,0420	0,1260	0,2940	0,0020	0,0002

В отношении степени поглощения растворенного золота кварцем и сульфидами выводы прежних исследований подтвердились полностью. Было определено количество золота, сорбированного кварцем и пиритом. Для этого из колонки со смесью кварц + 40% пирита была отобрана навеска смеси и под бинокулярном рассортирована на кварц и пирит, которые затем анализировались на содержание в них золота. Оказалось, что количество золота, сорбированное пиритом (0,568%), в два раза превышает количество его, поглощенное кварцем (0,285%).

Из табл. 1 также видно, что ни в одной пробе фильтрата, пропущенного сквозь колонки с известняком и порфиритом, золота не обнаружено.

Чтобы проследить сорбцию золота породами, из колонок поинтервально были отобраны пробы пород (навеска 1 г). По направлению фильтрации раствора интервал А (табл. 2) соответствует верхней части колонки, Б — средней и В — нижней. Результаты определений золота, сорбированного породами, приводятся в табл. 2.

Как видим, в колонке с кварцем золото поглощалось по направлению фильтрации довольно равномерно с незначительным уменьшением интенсивности поглощения сверху вниз. В колонке со смесью кварц + 40% пирита сорбция золота происходит в основном вверху колонки. Так же скачкообразно снижается содержание золота в известняке и порфирите. Эти данные позволяют сделать предварительный вывод о том, что в случае химически нейтральных пород и пород с незначительным содержанием сульфидов поглощение золота из раствора происходит относительно равномерно на всем пути фильтрации раствора. В случае значительного содержания сульфидов, химически активных пород и пород с повышенной химической активностью большая часть растворенного золота выпадает из раствора в первые моменты соприкосновения его с породами.

Таблица 3

Продолжительность фильтрации, ч	Содержание золота (в процентах) в фильтрате, прошедшем через нижеследующие породы, с добавкой в исходный раствор различных анионов				
	Кварц			Кварц + 30% пирита	
	$S_2O_3^{--}$	SO_4^{--}	HCO_3^-	SO_4^{--}	HCO_3^-
24	0,1320	0,2121	0,0993	0,2530	0,2205
43	0,2670	0,1320	0,0540	0,3230	0,0537
72	0,1560	0,5040	0,0945	0,7560	0,4251

Этими опытами выяснены принципиальные различия влияния минералов и пород только на чистые, без примесей, растворы хлорида золота. Однако неясным оставался вопрос, как влияет на степень поглощения золота из раствора присутствие в нем других ионов, в частности анионов. Чтобы определить влияние других анионов, аналогично вышеописанному были приготовлены колонки с кварцем и смесью кварц + 30% пирита. Сквозь них пропускался раствор хлорида золота той же концентрации (5,926 мг/мл) с добавками анионов тиосульфата, сульфата и гидрокарбоната. Количество указанных анионов, выраженное в миллиграмм-эквивалентах, в три раза превышало содержание золота в растворе в пересчете также на миллиграмм-эквиваленты (в расчет принималась соль $AuCl_3$). Результаты определений содержаний золота в 250 мл фильтрата сведены в табл. 3.

Из табл. 1 и 3 видно, что при наличии в растворе других ионов, кроме золота, уменьшается степень поглощения его (в случае одного кварца — на 1—2 порядка, а в случае смеси кварца с пиритом — примерно на 4 порядка). Следует отметить, что добавление к раствору хлорида золота иона тиосульфата вызывает коагуляцию его. Образуется, по видимому, гель золота фиолетового цвета, который постепенно выпадает в осадок. Из табл. 3 видно также, что тиосульфат и сульфат-ион обеспечивают большую транспортабельность растворенного золота, чем гидрокарбонат-ион, как в колонке с кварцем, так и в колонке со смесью

кварц + 30% пирита. Последнее хорошо увязывается с полевыми наблюдениями миграции золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений, воды которых содержат обычно значительное количество серной кислоты [1, 2, 3, 4, 6, 11, 14, 15 и др.].

Для подтверждения выводов об уменьшении степени поглощения золота из раствора в присутствии других ионов оно определялось также в навесках пород, отобранных поинтервально из колонок аналогично вышеописанному. Данные анализа приведены в табл. 4.

Т а б л и ц а 4

Интервалы отбора проб	Содержание золота (в процентах) в породах после пропускания через них раствора золота с добавками анионов				
	Кварц			Кварц + 30% пирита	
	$S_2O_3^{=}$	$SO_4^{=}$	HCO_3^{-}	$SO_4^{=}$	HCO_3^{-}
А	0,0341	0,0090	0,0370	0,0040	0,0632
Б	0,0079	0,0044	0,0400	0,0183	0,0800
В	0,0370	—	0,0105	0,0735	0,0205

Результаты определения показывают, что степень поглощения золота из раствора отвечает содержанию его в фильтрате при добавлении в исходный раствор анионов тиосульфата, сульфата и гидрокарбоната в случае фильтрации раствора через колонки с кварцем и смесью кварц + 30% пирита. Сорбция золота из раствора с гидрокарбонат-ионом на порядок выше, чем из растворов с тиосульфат- и сульфат-ионами.

Для выяснения влияния органических кислот, в частности гуминовых, на миграцию золота была приготовлена колонка с торфом, сквозь которую пропускался раствор золота с титром 5,929 *мкг/мл*. Принятый для анализа в условиях опыта объем фильтрата (250 *мл*) набрался за 312 ч. Содержание золота (0,0047%) оказалось близким к содержанию его в фильтрате из колонки с кварцем (среднее из трех определений (0,0049%). Отсюда можно предположить, что поглощательная способность торфа не выше, чем кварца, но механизм поглощения золота торфом, очевидно, иной. В. В. Щербина [18] отмечает низкий окислительно-восстановительный потенциал золото-органического комплекса, который гораздо ниже потенциала хлорауратного комплекса (+ 1,0 *е*). При фильтрации раствора золота сквозь торф образуются золото-органические соединения, которые частично разрушаются, а частично выносятся в фильтрат. Таким образом, органическое вещество является не только осадителем золота из водных растворов, но и способствует миграции его вопреки взглядам некоторых геологов, отрицающих возможность существования подвижных и устойчивых золото-органических комплексов [1, 2, 11, 15 и др.].

Изложенный в данной работе материал позволяет сделать следующие предварительные выводы.

1. В случае активных пород или значительного содержания в горных породах сульфидов растворенное золото будет быстро высаживаться из водных растворов зоны гипергенеза. В природе в подобных обстановках следует ожидать короткие, локализованные в пределах рудных тел или участков водные потоки рассеяния золота.

2. Золото-сульфидные тела, залегающие в химически нейтральных или малоактивных породах, при выщелачивании золотосодержащих сульфидов обладают, очевидно, более протяженными водными потоками рассеяния золота, выходящими за пределы рудных тел и участков.

3. Обогащение вод органическими кислотами, в частности гуминовыми, должно способствовать миграции растворенного золота в виде золото-органических соединений сложного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. Н. Альбов. О формах миграции золота в зоне окисления сульфидных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.
 2. М. Н. Альбов. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Госгеолтехиздат, 1960.
 3. А. А. Амирасланов. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них.— Тр. Всесоюз. ин-та мин. сырья, вып. 121, 1937.
 4. В. В. Аристов. Поведение золота в зоне окисления. Госгеолтехиздат, 1958.
 5. К. Ф. Белоглазов, Е. С. Усатая. Поглощение золота из коллоидных растворов различными природными минералами.— Матер. ЦНИГРИ, общ. серия, вып. 3, 1938.
 6. В. И. Вернадский. Опыт описательной минералогии, т. I. Самородные элементы. Природное золото и серебро. СПб., 1914.
 7. О. Е. Звягинцев, И. А. Паульсен. О действии минералов на растворы золота.— ДАН СССР, т. 21, вып. 4, 1938.
 8. О. Е. Звягинцев, И. А. Писаржевская. О действии минералов на растворы хлорида и цианида золота.— ДАН СССР, т. 18, вып. 7, 1938.
 9. О. Е. Звягинцев. К геохимии золота.— Природа, 1939, № 2.
 10. И. М. Коренман. Краткое пособие по качественному микрохимическому анализу. ОНТИ, 1935.
 11. В. М. Крейтер и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.
 12. К. С. Пахомова, Т. А. Высоцкая. Определение золота при комплексных геохимических исследованиях.— В сб.: «Геохим. исследования золота и редких элементов в Якутии», 1963.
 13. Л. В. Разин, И. С. Рожков. К геохимии золота в коре выветривания и биосфере провинции многолетней мерзлоты на Алданском щите. Там же.
 14. Г. В. Фосс. Золото. Госгеолтехиздат, 1963.
 15. Ф. В. Чухров. О миграции золота в зоне окисления.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1957.
 16. А. А. Шахова, Р. А. Низамутдинова. Влияние углистых сланцев на растворение золота.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 49, 1962.
 17. М. Н. Шорт. Микрохимическое определение рудных минералов. ОНТИ, 1934.
 18. В. В. Щербина. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза.— Геохимия, 1956, № 5.
 19. П. А. Удодов, И. П. Онуфриенок, П. В. Кристалев. Химическая активность горных пород и минералов.— В сб.: «Опыт разраб. гидрохим. поисков рудных месторождений». Госгеолтехиздат, 1959.
-

О ВОЗМОЖНОСТЯХ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КВАРЦЕВО-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРИИНСКОЙ ТАЙГИ)

Л. Я. ЕРОФЕЕВ

Геофизические методы при изучении гидротермальных кварцево-золоторудных месторождений с бедной сульфидной минерализацией жил в основном применяются с целью общего геокартирования и непосредственного поиска кварцевых жил. На первом этапе чаще всего используются методы магнито- и электроразведки. Для поисков и прослеживания кварцевых жил, как правило, применяются только методы электроразведки, главным образом различные модификации метода сопротивлений.

Как показывает опыт работ, эффективность геофизических методов при поисках жил очень мала. С помощью электропрофилирования иногда удается обнаружить и проследить отдельные кварцевые жилы, и только при очень благоприятных условиях возможно провести поиски их на более или менее значительных площадях.

Прочие вопросы, возникающие при детальном изучении подобных месторождений, до последнего времени, как правило, решаются без использования геофизических методов [1,2].

В последние десятилетия на ряде золоторудных месторождений, в том числе Центральном золоторудном месторождении Мариинской тайги, геофизические исследования не проводятся по той причине, что здесь уже были опробованы все обычно применяемые в подобных случаях методы и все они оказались не в состоянии помочь решению поставленных задач. С их помощью не было обнаружено ни одной кварцевой жилы, а тем более обогащенных участков жил.

В течение 1963—1965 гг. на этом месторождении нами были проведены опытные работы с целью выяснения возможностей детальной съемки (магнитометрической). Анализ этих исследований показал, что магнитной съемкой в подобных геологических условиях можно решать, например, следующие практически важные вопросы: изучение трещинной и дизъюнктивной тектоники; прослеживание жил, даек, тектонических нарушений и изучение их морфологии; изучение перспективных площадей.

Изучение трещинной и дизъюнктивной тектоники. Описываемое месторождение золота целиком расположено в пределах гранодиоритового массива. Геологическое строение его довольно подробно изучено. Имеется много фактического материала по структуре рудного поля, трещинной и дизъюнктивной тектонике. Характерной особенностью структуры рудного поля является неравномерное простирание кварцевых жил, даек, тектонич-

ческих нарушений и трещиноватости в массиве. Основное простирание их северо-восточное. Наряду с этим выделяют еще два меньших по интенсивности, но четко выраженных направления — субмеридиональное и субширотное.

В структуре магнитного поля месторождения имеет место точно такая же особенность — подавляющая часть изодинам вертикальной напряженности магнитного поля ориентирована в северо-восточном направлении. На рис. 1 изображена роза-диаграмма направленности изодинам на 117 площадках микромагнитной съемки, расположенных в пределах наиболее изученной части месторождения. На этой розе, кроме северо-восточного, выделяются субмеридиональное и субширотное направления. При этом роза-диаграмма отражает не только основные направления простирания структурных элементов месторождения, но и интенсивность их развития.

Отмеченная возможность микромагнитной съемки может быть с успехом использована при изучении отдельных площадей, особенно в тех районах, где мало коренных выходов пород.

В результате сопоставления полей микромагнитной съемки с детально известным геологическим строением площадок было установлено, что структура поля отдельных площадок микросъемки обусловлена в основном направлением и интенсивностью трещиноватости пород. В качестве примера на рис. 2 приведен план изодинам площадки. Эта площадка была вскрыта канавами 4109 и 4122. Сопоставляя план изодинам с данными горных выработок, нетрудно заметить, что направление изодинам площадки хорошо согласуется с направлением простирания трещиноватости в гранодиорите.

Анализ результатов съемки на всех площадках с этой точки зрения показал, что, применяя микромагнитную съемку, можно получить сведения о трещиноватости пород. Во-первых, по характеру плана изодинам в пределах одной площадки можно вполне достоверно определить основное направление простирания трещин и выделить ярко выраженные системы трещин. Во-вторых, по результатам измерения также в пределах одной площадки можно оценить относительную интенсивность развития трещин по различным направлениям. В этом и другом случае трещины с одинаковым простиранием, но с разными углами падения будут отмечены как одна система.

Результаты исследования на отдельных площадках можно сопоставить друг с другом и определить характер трещиноватости их хотя бы по направлению. Интенсивность же развития трещин по отдельным направлениям в этом случае определить затруднительно. Это обусловлено тем, что связь интенсивности трещиноватости с характером магнитного поля на каждой конкретной площадке будет не одинакова. Разница эта в основном определяется мощностью рыхлых отложений, перекрывающих коренные породы. При малой мощности даже слабо выраженные системы трещин сказываются в структуре магнитного поля, а при мощности 8—12 м и более даже ярко выраженная трещиноватость от-

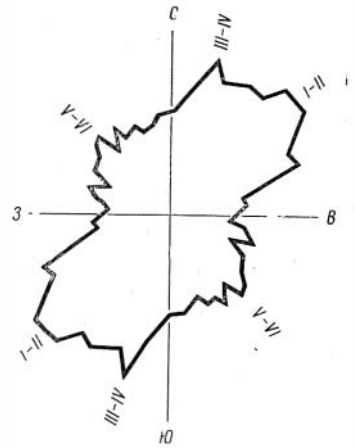


Рис. 1. Роза-диаграмма направленности изодинам вертикальной напряженности магнитного поля.

I — II, III — IV, V — VI — системы трещин, выделенные по геологическим данным.

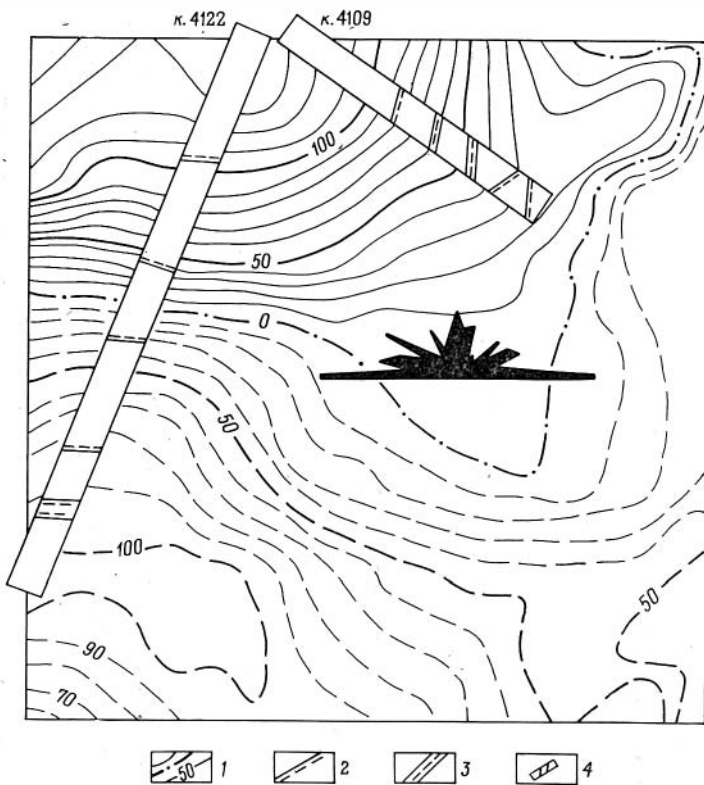


Рис. 2. План изодинам вертикальной напряженности.

1 — изодинамы; 2 — трещины; 3 — трещины, выполненные тектонической глиной; 4 — канава.

мечается тем же порядком. Поэтому для оценки интенсивности развития трещин по отдельным направлениям какого-то участка нужно проводить измерения на большом количестве площадок, чтобы можно было проводить относительные сравнения их.

Прослеживание жил, даек, тектонических нарушений и изучение их морфологии. Общеизвестно, что морфология кварцевых жил на золоторудных месторождениях весьма сложна. В жилах часто встречаются раздувы, пережимы. Одна и та же жила на отдельных участках может быть представлена или монолитным, или дробленным интенсивно каолинизированным кварцем. Часто наблюдается выклинивание жил, и на продолжении их остается только тектонический шов, выполненный глиной. Содержание металла в жилах неравномерное.

Изучение магнитных свойств пород и руд Центрального месторождения позволило установить, что породы, которыми сложена жила, и околорудный измененный гранодиорит практически немагнитны, а вмещающий их гранодиорит имеет магнитную восприимчивость порядка $1000-2000 \times 10^{-6}$ СГС. Остаточное намагничение у тех и других образований практически незаметно. Поэтому микромагнитная съемка достаточно хорошо фиксирует контакт околосильных измененных пород с неизменными гранодиоритами. На рис. 3 приведен план изодинам площадки микромагнитной съемки, расположенной над кварцевой жилой Файзулинской. По такому плану легко установить местоположение этого контакта.

Поскольку мощность измененных пород и степень их изменения находятся в тесной связи с гидротермальными процессами и тектоническими движениями, которые, собственно, и формируют характер жилы и определяют магнитные свойства пород в этих местах, установление магнитной съемкой точных границ зоны измененных пород вдоль жилы позволяет выяснить и морфологию жилы.

Известно, что вопрос о поисках обогащенных золотом участков кварцевых жил является особо важным как при разведке, так и при разработке месторождений. На Центральном месторождении отмечено закономерное повышение содержания металла в местах пересечения жил с дайками спессартита [3]. Некоторые исследователи утверждают, что жилы вообще обогащены в тех местах, где они пересекаются с ослабленными зонами, т. е. зонами, характеризующимися повышенной трещиноватостью одного ярко выраженного направления.

Как показали наши исследования, установление тех и других участков в отдельных кварцевых жилах с помощью микромагнитных измерений не составляет особых затруднений.

Жилы, дайки и тектонические нарушения на Центральном золоторудном месторождении сопровождаются понижениями магнитного поля на

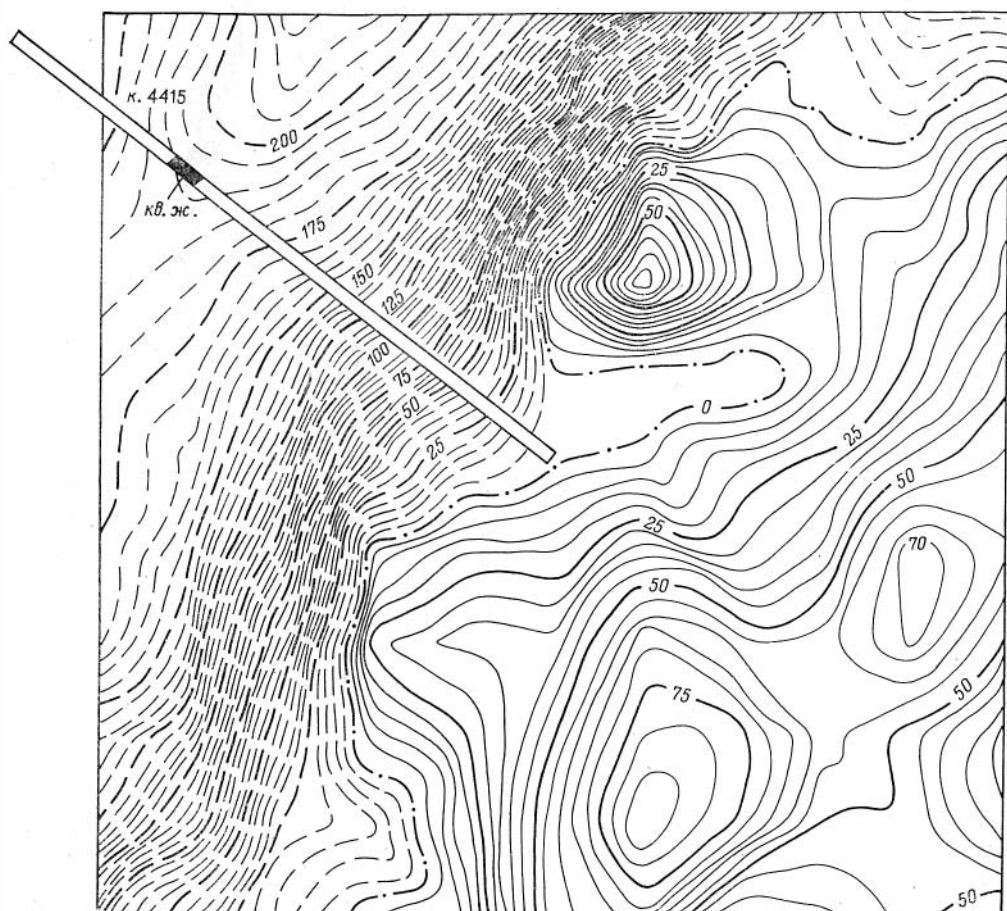


Рис. 3. План изодинам вертикальной напряженности.

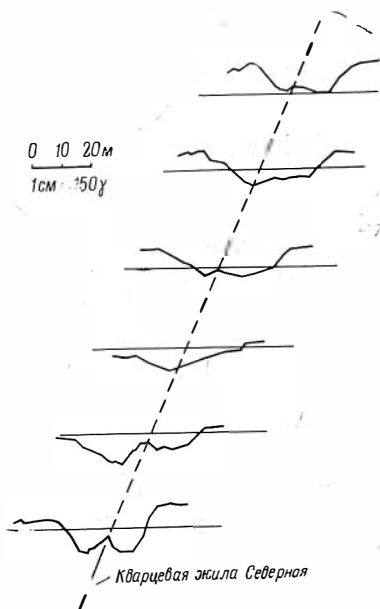


Рис. 4. План графиков вертикальной напряженности в зоне жилы Северной (пунктир). Зона пониженного поля соответствует околожильным измененным гранодиоритам.

90—240 гамм на участках шириной от нескольких до первых десятков метров. Эти аномалии можно проследить с помощью магнитных измерений по коротким профилям, отстоящим друг от друга на расстоянии 15—30 м, с шагом наблюдения 2—5 м. На рис. 4 приведены результаты магнитных измерений по прослеживающей кварцевой жилы Северной.

Изучение перспективных площадей

При изучении перспективных площадей исследователя в первую очередь интересует вопрос о том, имеются ли на той или иной площади жилы, дайки, тектонические нарушения, и места их расположения. Так как жилы, дайки, тектонические нарушения по магнитным свойствам отличаются от вмещающих пород-гранодиоритов, в принципе получение схемы их расположения по результатам магнитной съемки — вполне реальная задача.

Однако на практике решение ее сопряжено с определенными трудностями. Дело в том, что на золоторудных месторождениях, в частности Центральном, кроме аномалий, обусловленных искомыми объектами, имеются аномалии-помехи. Спектр этих помех очень широк; часть их

имеет форму, амплитуду, интенсивность и размеры, ничем не отличающиеся от таковых аномалий жил, даек и тектонических нарушений. В подобных условиях встает вопрос о выборе сети наблюдений. Последняя, как известно, может быть правильно выбрана при условии, если известны основные параметры помех и искоемых аномалий.

Для Центрального золоторудного месторождения на основе статистического анализа данных микромагнитной съемки установлено, что искомые аномалии имеют ширину от нескольких до нескольких десятков метров и интенсивность 90—240 гамм.

Изменения в магнитном поле, отнесенные в разряд помех, могут быть разделены на три группы: 1) изомерные (3—20 м) отрицательные аномалии с интенсивностью от нескольких десятков до первых сотен гамм и размерами от нескольких до первых десятков метров; 2) линейно вытянутые отрицательные аномалии с интенсивностью от нескольких десятков до первых сотен гамм и размерами в поперечном сечении от нескольких до первых сотен метров. Все эти нарушения осложнены аномалиями более высокого порядка — микроаномалиями. Размеры последних незначительны (1—3 м), интенсивность изменяется в пределах 10—100 гамм.

Для этих условий была определена зависимость количества информации об искоемых аномалиях и помехах от густоты и формы сети съемки. Наиболее оптимальной является съемка по сети 5—10×3—5 м.

При этом съемку можно проводить предварительно не по всей площади исследования, а отдельными полосами, пересекающими площадь вкрест простирающихся предполагаемых структур. Расстояние между полосами можно принять равным 30—50 м. В одной такой полосе должно быть не менее 3—5 профилей.

Изучение характера «помех» и искомых аномалий позволило также установить, что часть помех при любой сети магнитной съемки практически нельзя отличить от аномалий искомых объектов. Для однозначности истолкования данных магнитных измерений необходимо еще учитывать влияние рельефа местности и мощности рыхлых отложений. Предпочтительнее строить планы графиков участка или планы изолиний отдельных полос.

Проводя таким образом магнитометрические исследования, можно составить весьма детальную схему возможного расположения даек, жил или тектонических нарушений участка без подразделения их, так как все они (жилы, дайки и тектонические нарушения) создают практически не отличающиеся между собою понижения в магнитном поле.

В условиях, подобных Центральному месторождению, кварцевые жилы распределяются по площади весьма неравномерно. Как правило, они локализируются на небольших участках, образуя рудные узлы. Простирание жил, даек и нарушений, углы их падения не одинаковы, так что на этих участках наблюдаются частые пересечения этих образований, смещение их и т. д. Предложенная выше сеть наблюдения магнитного поля отдельными полосами в этом случае может не обеспечить надежную расшифровку строения таких узлов, а только предопределить местоположение узлов. На таких участках рекомендуется производить сплошную микромагнитную съемку по квадратной сети с точками наблюдения через 2 м и с точностью измерений 1,5—2 гаммы. Это позволит получить не только скелетную схему строения узла, но и составить представление о морфологии отдельных зон, характере трещинной и дизъюнктивной тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по методам разведки и подсчету запасов золоторудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
2. Руководство по комплексной методике поисков цветных и редких металлов в Восточных районах СССР. Госгеолтехиздат, 1961.
3. Н. А. Розанова. Структурные условия локализации золота на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау).— Геология рудных месторождений, 1960, № 2.

СОДЕРЖАНИЕ

С. С. Ильенок. Генетические связи оруденения с интрузиями	3
В. А. Буряк. Золотоносность Западного и Северо-Западного Прибайкалья . . .	31
В. И. Баженов, Г. В. Шубин. Некоторые итоги изучения структур рудных полей золоторудных месторождений Западной Сибири и Забайкалья . . .	42
Г. В. Шубин, С. А. Чубаров, А. В. Мацюшевский, А. И. Волкова. Структура рудного поля и генезис руд Любавинского месторождения (Забайкалье)	48
А. Ф. Коробейников. Условия локализации золотого оруденения в контактово-метасоматических и гидротермальных образованиях Коммунарковского рудного поля (Хакасия)	65
В. М. Богданов, В. Н. Анфиногенов, Е. С. Единцев. К вопросу золотоносности района р. Бейки восточного склона Кузнецкого Алатау	75
В. И. Баженов, А. М. Мятюшин. Основные черты структуры Центрального золоторудного поля (Маринская тайга)	79
В. И. Баженов, И. В. Кучеренко. Околорудные изменения вмещающих пород в контакте с золоторудными кварцевыми жилами в Центральном рудном поле (Маринская тайга)	88
А. И. Кучин. Геологоструктурные особенности Бериккульского золоторудного месторождения	100
Б. Д. Васильев. Элементы структуры Натальевского золоторудного месторождения	105
Ю. П. Денсов, М. В. Денсова. Отношение золотого оруденения к дайкам на Комсомольском месторождении (Маринская тайга)	113
Б. М. Левашов. О самородном золоте в первичных сульфидных рудах Барановского рудопоявления Колывань-Томской складчатой зоны	121
А. М. Кузьмин. О верхнепалеозойском золоте в Томской и соседних с ней областях	124
А. Д. Миков, В. К. Черепнин. Вторичная зональность золоторудных жил северной части Кузнецкого Алатау	126
А. Д. Миков. Экспериментальные исследования по электрохимическому растворению золота	130
Л. Л. Шабынин. Некоторые экспериментальные данные о миграции золота в гипергенных условиях	137
Л. Я. Ерофеев. О возможностях магнитной съемки при изучении гидротермальных кварцево-золоторудных месторождений (на примере Центрального месторождения Маринской тайги)	142

ГЕОЛОГИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

Редактор *И. П. Зайцева*. Художественный редактор *В. А. Бурлачук*. Обложка художника *Н. А. Савельевой*. Технический редактор *Т. К. Овчинникова*. Корректор *Р. С. Милева*



Сдано в набор 15 июня 1967 г. Подписано в печать 7 апреля 1970 г.
 МН 01042. Бумага 70×108¹/₁₆. 9,25 печ. л. = 12,9 + 1 вкл., 12,5 уч.-изд. л. Тираж 2000 экз.
 Цена 1 р. 06 к.



Сибирское отделение издательства «Наука». Новосибирск, Советская, 18. Заказ № 2627
 2-я типография издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10.