

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

А. Г. КАЗАРЯН

ОБ ОКОЛОРУДНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Каджаранское медно-молибденовое месторождение находится в Кафанском районе Армянской ССР.

Район Каджаранского месторождения слагают: эоценовая толща порфиров, прорывающие их монцониты и порфировидные граниты. Основное промышленное оруденение приурочено к породам монцонитового ряда. Последние дают постепенные переходы от типичных монцонитов к сиенито-диоритам, габбро-диоритам. В них наиболее часты колебания в содержании калиевого полевого шпата, темноцветных минералов и состава плагиоклаза. На месторождении широким развитием пользуются дайки гранодиорит-порфиров и меньше единитов, керсантинов, дорудный возраст которых, в свое время убедительно был доказан С. А. Мовсисяном [5].

Оруденение на месторождении представлено прожилково-вкрапленным типом. На общем фоне минерализованных монцонитов выделяются обогащенные участки, зоны с повышенным содержанием металлов.

Наряду с прожилково-вкрапленным оруденением, преимущественно на нижних горизонтах месторождения, встречены кварцевые жилы с промышленным содержанием полезных компонентов, мощностью до 7—8 м и протяженностью до 100—150 м.

Обогащенные зоны, жили и дайки, в основном, приурочены к двум системам трещин [5]:

1. К северо-западной ($300-340^\circ$) с падением на северо-восток под углом $50-90^\circ$.

2. К северо-восточной ($50-80^\circ$) с преимущественным падением на северо-запад под углом $50-80^\circ$.

На основании взаимопересечения различных по составу прожилков, характеризующихся определенной парагенетической ассоциацией минералов, выделены стадии минерализации гидротермального этапа. 1. Кварц-ортоклазовая. 2. Кварц-молибденитовая. 3. Кварц-халькопиритовая. 4. Кварц-пиритовая. 5. Кварц-галенит-сфалеритовая. 6. Анкеритовая. 7. Халцедоновая и 8. Гипсовая.

Кварц-ортоклазовая стадия. Наиболее ранними на месте
Известия XI, № 6—4

рождении являются кварц-ортоклазовые жилы и прожилки, мощность которых колеблется от 0,5 до 10 см. Их минералогический состав: ортоклаз, кварц, молибденит, редко халькопирит, магнетит. Распределение минералов неравномерное.

Кварц-молибденитовая стадия. Мощность кварц-молибденитовых прожилков от долей см до 5—10 см. Обычно 0,5—0,8 см. Основной состав прожилков: молибденит (превалирующий), подчиненное развитие имеют халькопирит, магнетит, пирит.

Кварц-халькопиритовая стадия. Кварц-халькопиритовые прожилки пользуются широким распространением. Мощность их обычно до 1 см. Минералогический состав: халькопирит (превалирующий), присутствуют молибденит, пирит. Под микроскопом устанавливаются энаргит, блеклые руды, борнит, магнетит, гематит, медно-висмутовые минералы, висмутин.

Кварц-пиритовая стадия. Кварц-пиритовые прожилки по сравнению с кварц-молибденитовыми и кварц-халькопиритовыми пользуются относительно подчиненным распространением. Мощность кварц-пиритовых прожилков обычно колеблется от 0,2 до 2 см, редко достигает до 5—6 см. Обычно, в маломощных кварц-пиритовых прожилках содержание кварца незначительное. Они большей частью „сухие“ бескварцевые. Вдоль подобных пиритовых прожилков повсеместно наблюдается серицитозная кайма. Минералогический состав прожилков: пирит (превалирующий), в подчиненном количестве халькопирит, редко молибденит. Адуляр встречается в тесной ассоциации с пиритом и кварцем.

Кварц-галенит-сфалеритовая стадия. Прожилки кварц-галенит-сфалеритового состава встречаются чрезвычайно редко. Взаимоотношения с другими стадиями устанавливаются на основе пересечения пиритовых прожилков кварц-галенит-сфалеритовыми. Галенит и сфалерит пользуются широким распространением в мощных кварцевых жилах многостадийного происхождения. В тесной ассоциации с галенитом и сфалеритом встречаются: халькопирит, блеклая руда, редко пирит, энаргит.

Анкеритовая стадия. Анкеритовые прожилки и жилы, содержащие кварц, имеют широкое распространение. Они пересекают все ранние образования.

Халцедоновая стадия—одна из поздних и имеет незначительное распространение.

Гипсовая стадия выделена в связи с обнаружением самостоятельных жилоподобных тел гипса с сульфидными, имеющих локальное развитие. В гипсе встречаются прожилки и вкрапленность ранних сульфидов, магнетита, кварца и анкерита. Повсеместно гипс, по времени образования, более поздний. Возможно гипс образовался за счет гидратации ангидрита.

На месторождении выделяются три этапа преобразования пород: ранние метасоматические изменения, гидротермальные изменения, свя-

занные со стадиями минерализации и пострудные изменения (аргиллизация).

I. Ранние метасоматические изменения

К ранним метасоматическим изменениям относятся: альбитизация пород близ ранних эпидотовых прожилков и биотитизация отчетливо ранняя по отношению к гидротермальному этапу, которая проявляется в свежих породах.

II. Гидротермальные изменения вмещающих пород

Гидротермальные изменения пород проявляются в связи с отдельными стадиями минерализации. Изменения вмещающих пород выражены в пропилитизации; интенсивность проявления различна в связи со стадиями минерализации.

Ранние кварц-ортоклазовые прожилки не несут изменений. Вмещающие породы кварц-молибденитовых прожилков слабо серицитизированы, хлоритизированы, что устанавливается лишь под микроскопом.

Вдоль кварц-халькопиритовых прожилков серицитизация и хлоритизация выражены более интенсивно, чем вдоль кварц-молибденитовых прожилков. Чрезвычайно редко устанавливаются ореолы осветления (серицитизация) в приальбандовых частях прожилков. Местами наблюдаются ореолы биотитизации вдоль тех же кварц-халькопиритовых прожилков в роговообманковых монцонитах.

Кварц-пиритовые прожилки в большинстве случаев сопровождаются, макроскопически отчетливо выраженной оторочкой осветления.

Кварц-галенит-сфалеритовые прожилки, имеющие весьма ограниченное распространение, в некоторых случаях, сопровождаются серицитизацией.

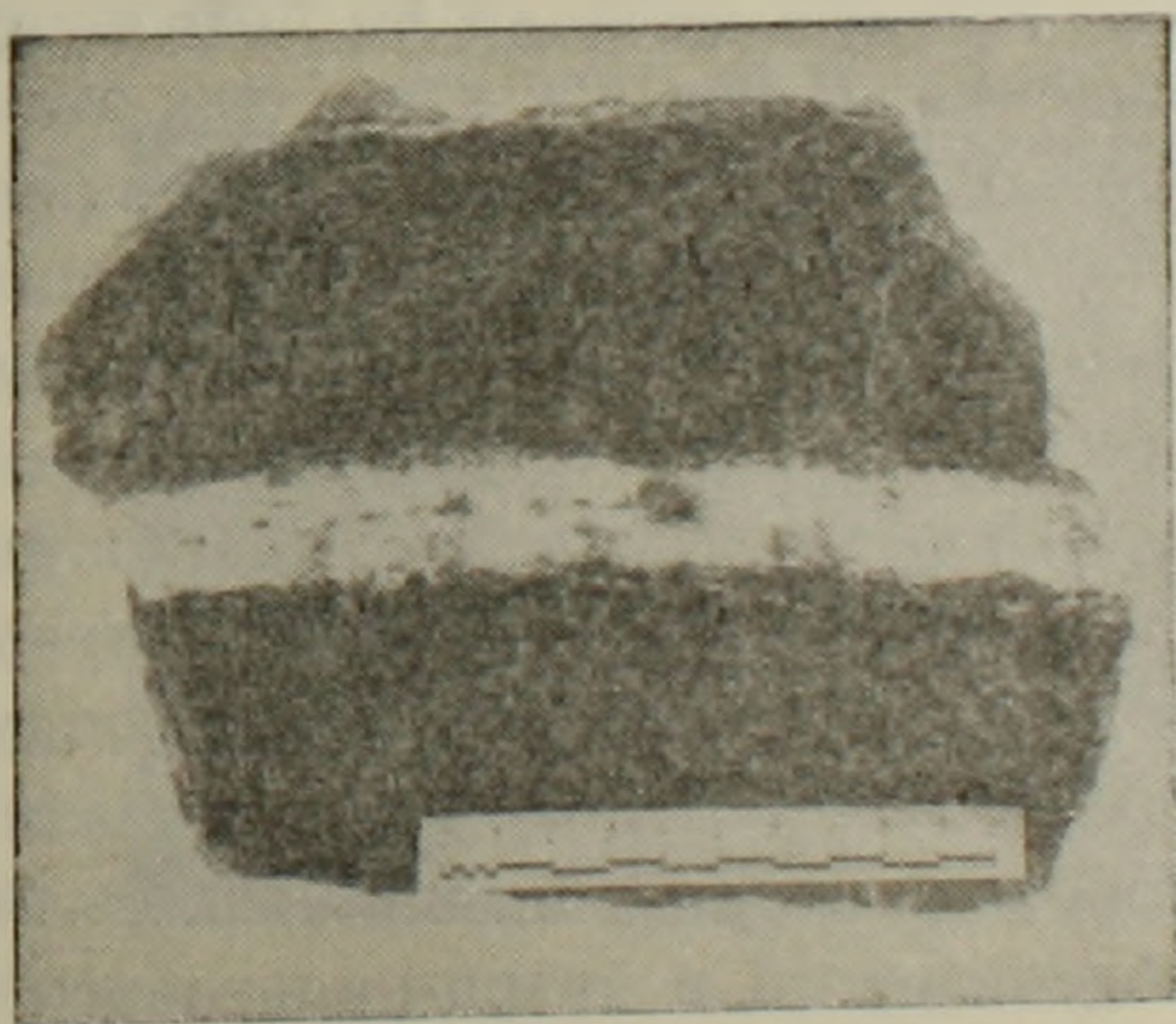
Весьма слабо проявлены гидротермальные изменения, связанные с анкеритовой стадией, выраженные в карбонатизации.

С уменьшением количества кварца в кварц-сульфидном прожилке, интенсивнее выражается оторочка изменения.

С глубиной гидротермальные изменения затухают.

Гидротермальные изменения, сопровождающие кварц-молибденитовую и кварц-халькопиритовую стадии.

Гидротермальные изменения вдоль кварц-молибденитовых и кварц-халькопиритовых прожилков, в случаях отсутствия процессов наложений, выражены относительно слабо (фиг. 1).



Фиг. 1. Кварц-молибденитовый прожилок в слабо измененном монцоните.

По плагиоклазу развиваются редкие чешуйки серицита. Калиевый полевой шпат свежий. Таблитчатые листочки биотита местами замещены хлоритом. Роговая обманка почти свежая. Количество вторичных минералов непосредственно близ прожилок достигает 5—10%.

В случаях же маломощных „сухих“ прожилок кварц-халькопиритового состава, с незначительным содержанием кварца, наблюдаются ореолы осветления мощностью до 3—4 мм. Под микроскопом порода из оторочки осветления нацело состоит из чешуек серицита, мелкозернистого кварца и рудного минерала.

Кварц-халькопиритовые прожилки в породах монцонитового ряда иногда сопровождаются биотитовой каймой. Мощность биотитовой каймы вдоль прожилка не превышает 1—1,5 см и характеризуется невыдержанностью по протяженности.

Чешуйки биотита в близпрожилковой зоне распределены неравномерно. Они образуют небольшие скопления, пятна.

Значительную часть породы биотитовой оторочки составляют биотит, местами приобретающий темнозеленый цвет, меньшую—плагиоклаз, кварц.

Биотит образует кольцообразные стяжения вокруг зерен плагиоклаза. Местами биотит распределен в плагиоклазе в виде пылевидных сгустков. В тесной ассоциации с биотитом встречаются бесформенные зерна кварца. Кварц пропитан мельчайшими чешуйками биотита, устанавливаемыми при больших увеличениях. В породе из биотитовой оторочки в незначительных количествах присутствует калиевый полевой шпат.

На расстоянии 2—3 см от прожилка порода имеет структуру и состав монцонитов. Монцониты, в которых наблюдается близпрожилковая оторочка биотитизации, характеризуются повышенным содержанием роговой обманки по сравнению с типичными монцонитами месторождения. В связи с этим, для отличия, монцониты, обогащенные роговой обманкой, будем называть роговообманковыми монцонитами. Переходы роговообманковых монцонитов в биотитовые монцониты постепенные и не уловимы на глаз. Отсюда становится понятной невыдержанность и спорадическое развитие каемок биотита вдоль кварц-сульфидных прожилок в монцонитах. На тех участках, где монцонит обогащен роговой обманкой, авгитом, вдоль прожилок образуются оторочки биотита. Там, где содержание роговой обманки в породе незначительное и преобладает биотит, вдоль тех же прожилок происходит серицитизация, хлоритизация пород. Прожилки кварц-молибденитового и кварц-пиритового составов в роговообманковых монцонитах не установлены. Возможно это объясняется спорадически незначительным развитием роговообманковых монцонитов и относительно небольшим распространением кварц-молибденитовых и кварц-пиритовых прожилок по сравнению с кварц-халькопиритовыми. В сводке экспериментальных исследований указывается на относительно высокие температуры образования биотита по сравнению с серицитом [9].

Из вышеизложенного следует, что формирование биотита и серицита происходило при одинаковой температуре, так как они образуются вдоль одних и тех же прожилков и проявляются в зависимости от состава вмещающей породы.

При взаимодействии рудоносных растворов с вмещающей породой, изменения в последней выразились в замещении роговой обманки и авгита биотитом.

Источником калия явился калиевый полевой шпат, на что указывает значительное уменьшение его в биотитовой оторочке. В тесной ассоциации с биотитом встречается мелкозернистый кварц, вторичного происхождения.

Гидротермальные изменения, сопровождающие кварц-пиритовую стадию.

Гидротермальные изменения проявляются интенсивно в кварц-пиритовой стадии.

Кварц-пиритовые прожилки сопровождаются каймой осветленных пород, мощностью от нескольких миллиметров до 2—3 см, в зависимости от мощности прожилка.

Порода из каймы осветления сложена кварцем, адуляром, серицитом, альбитом, карбонатом и рудным минералом. Структура породы лепидобластовая. Серицит составляет около 60% и представлен мелкими тонкими чешуйками размерами от 0,05 до 0,3 мм. По оптическим свойствам относится к фенгиту.

Альбит присутствует в виде единичных зерен полисинтетического сложения и встречается непосредственно у прожилка. По углу максимального угасания в зоне $\perp$ (010) альбит соответствует №№ 8—10. Взаимоотношения альбита с адуляром указывают на более позднее выделение последнего.

Адуляр в прожилке представлен бесцветными выделениями в виде ромбиков (фиг. 2). В оторочке осветления образует зерна неправильных очертаний. — $2v = 60—63^\circ$. Местами зерна адуляра содержат чешуйки серицита.

Кварц, имеющий неправильные очертания зерен размерами 0,1 мм, встречается в тесных срастаниях с серицитом.

Скопления кварцевых зерен в серицитовой массе представлены „пятнами“, достигающими 1,2 мм. Серицит то проникает в кварц, то неравномерно окаймляет некоторые зерна кварца. В кварц-серицитовой массе наблюдаются псевдоморфозы по чешуйкам биотита, полностью замещенного серицитом, карбонатом и рудным минералом. Кристаллы пирита рассеяны незакономерно в кварц-серицитовой массе.



Фиг. 2. Ромбовидные выделения адуляра в кварц-пиритовом прожилке. Шлиф. Увел. 55 Николи II

На месторождении незначительным „площадным“ распространением пользуются кварц-серицитовые породы, содержащие пирит. Последние развиты в виде отдельных пятен размерами до 3—4 м. Состав и взаимоотношения минералов вполне идентичны с вышеописанными кварц-серицитовыми породами из каемок осветления. В серицитизированных породах, развитых в виде пятен, макроскопически устанавливаются кристаллы адуляра мясо-красного цвета.

Кварц-серицитовые породы, развитые вдоль прожилков пиритового состава и кварц-серицитовые породы, имеющие „площадное“ распространение, очевидно, синхронны. Из этого указывают идентичность минералогического состава пород, полная аналогия элементов примесей в пиритах и серицитах (табл. 1).

Таблица 1

Спектральные анализы серицитов и пиритов

Элементы	С е р и ц и т		П и р и т	
	из оторочки осветления	из кварц-серицитовой породы	из прожилков	вкрапленный из кварц-серицитовой породы
Si	10	10	~5	~5
Al	10	10	1—3	1—3
Mg	~3	~3	0,1—0,3	0,03—0,1
Ca	0,1—0,3	0,1—0,3	0,03—0,1	0,03—0,1
Fe	1—3	1—3	>10	>10
Mn	0,03—0,1	0,01—0,03	0,01	0,01
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001
Co	0,003	—	0,003	0,003
Ti	~1	~1	0,01	0,01
V	~0,03	~0,03	—	—
Cr	~0,001	~0,001?	—	—
Mo	~0,003	~0,003—0,01	0,003—0,01?	~0,003?
Zr	0,001—0,003	0,003	—	—
Cu	~0,2	~0,2	0,001—0,003	0,001
Ag	0,0001—0,0003	0,0001—0,0003	—	—
La	0,003—0,01	0,003—0,01	~0,001?	~0,001
Sr	0,01—0,03	0,01—0,03	—	—
Ba	0,1—0,03	0,03	—	—
Na	~0,3	~0,3	—	—
K	1—10	1—10	—	—
Li	~0,001	~0,001	~0,001	~0,001
Be	~0,001	~0,001	—	—

Оторочки осветления близ прожилков являются следствием циркуляции раствора вдоль трещин. При площадной серицитизации растворы инфильтрировались по микропустотам и ультрамикропорам породы.

Сравнение минералогического состава свежей и измененной породы с результатами их химических анализов (табл. 2) показывает, что количество кремнезема несколько уменьшается в кварц-серицитовой породе. Содержание глинозема остается почти постоянным. Примечательно поведение соединений железа. Сумма их незначительно повышается в кварц-серицитовой породе, причем Fe_2O_3 явно преобладает над FeO . Последнее следует объяснить значительным со-

Таблица 2

Химико-минералогическая характеристика свежего
и гидротермально-измененного монцонита

Окис- лы	Свежий монцонит (объем. вес 2,67)		Кварц-серицитовая порода (об. в. 2,49)		Увел. (+) или умень- шен. (—) в граммах при переходе 100 см ³ свежей породы в измененную	
№№ обр.	I				2—1	
	%	объем. %	%	объем. %	+	—
SiO ₂	53,46	142,74	53,80	133,96	14,07	8,78
TiO ₂	1,20	3,20	0,80	1,96		1,24
Al ₂ O ₃	16,35	43,65	17,22	42,87		0,78
Fe ₂ O ₂	4,04	10,78	9,98	24,85		10,45
FeO	4,96	13,24	1,12	2,79		
MnO	0,17	0,45	0,10	0,25		0,20
CaO	7,18	19,17	1,31	3,26	4,62	5,91
MgO	3,76	10,03	0,58	1,44		8,59
Na ₂ O	3,52	9,39	1,16	2,89		5,50
K ₂ O	3,09	8,24	5,16	12,87		0,23
H ₂ O	0,27	0,72	0,20	0,49		
п.п.п.	1,69	4,51	1,68	4,18		0,33
S	—	—	5,12	12,75		
Cu	—	—	1,00	2,49		
Сумма	99,69	266,13	99,23	247,68		
Плагноклаз	38,24		—			
Калиевый полевой шпат	35,40		—			
Биотит	22,65		—			
Рудный мин. + аксессуарн. . . .	3,71		—			
Кварц	—		27,75			
Серицит	—		61,80			
Пирит	—		10,45			
Сумма	100,00		100,00			

держанием пирита в кварц-серицитовой породе. Очевидно, железо, необходимое для образования пирита, полностью заимствовано из темноцветных минералов. Наряду с этим, отчетливо устанавливается незначительный привнос железа, меди, серы и воды.

Наблюдается вынос окислов CaO, MgO, Na₂O, что вполне увязывается с минералогическим составом породы.

Кварц-сульфидные прожилки в дайках единитов сопровождаются оторочкой биотитизации [3].

III. Соображения о характере растворов

Изучение минералогического состава руд и гидротермальных изменений дает возможность проследить смену характера рудоносных растворов во времени и в пространстве.

В ранней кварц-ортоклазовой стадии основным минералом является ортоклаз.

Кварц-молибденитовая стадия характеризуется максимальным содержанием молибдена. В кварц-халькопиритовой стадии количество меди превалирует над молибденом. Повышается в рудоносных растворах содержание железа, меди.

В последующей кварц-пиритовой стадии главным минералом является пирит, что указывает на уменьшение содержания меди и молибдена в растворе и увеличение концентрации железа. Главным рудообразующими элементами кварц-галенит-сфалеритовой стадии являются свинец и цинк.

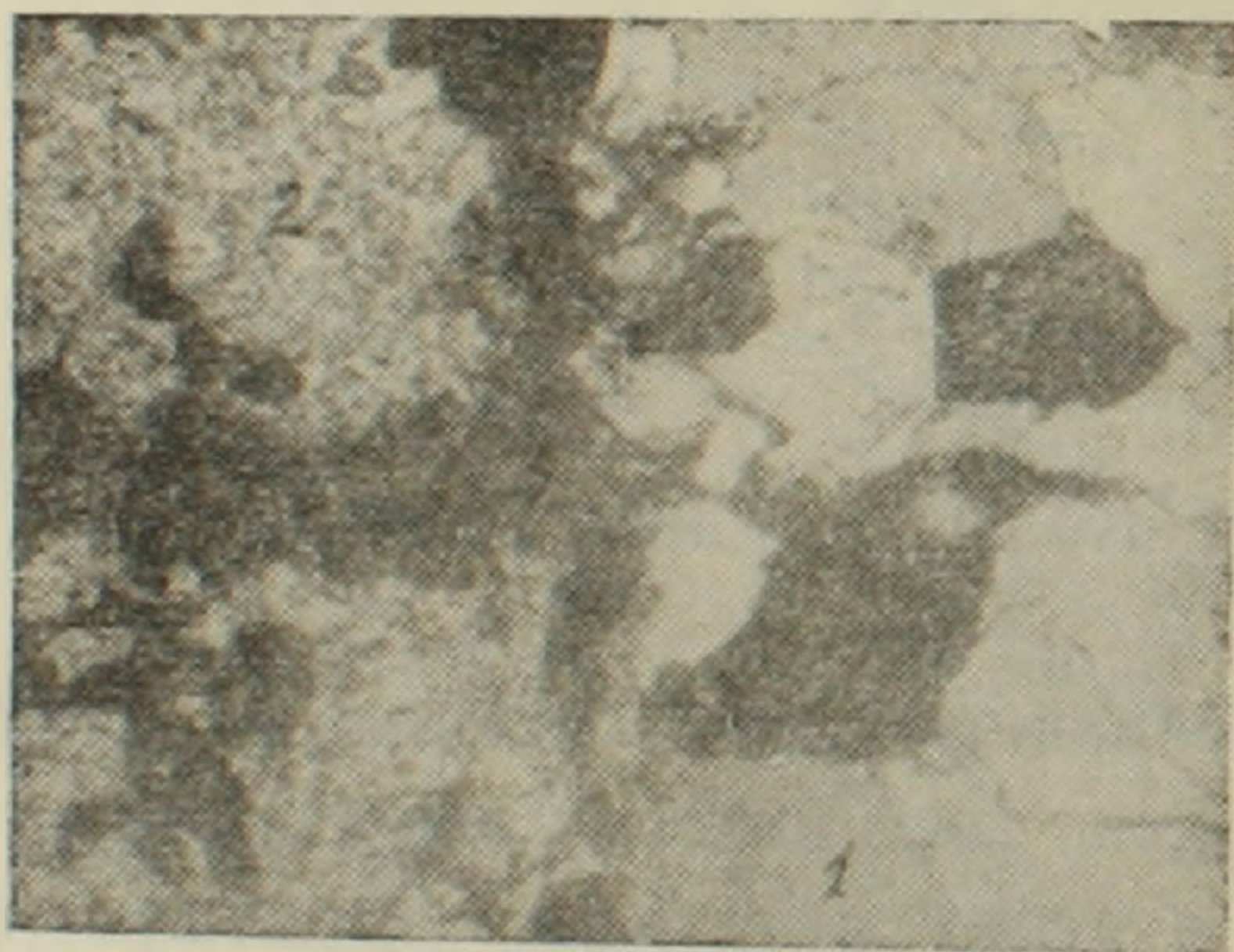
Последующая анкеритовая стадия указывает на повышение в рудоносных растворах CO_2 . Формирование вышеотмеченных стадий минерализации, включая и халцедоновую, происходило, в основном, в щелочной среде.

Наконец, завершающая стадия гидротермального этапа—гипсовая происходила в кислой среде, на что указывает индикатор кислой среды—гипс. Таким образом, отчетливо устанавливается изменение характера рудоносных растворов от щелочных к кислым.

IV. Пострудные изменения (аргиллизация)

Аргиллизированные породы пользуются исключительно широким распространением. Процесс аргиллизации имеет пострудный возраст на том основании, что:

1. Кварц-сульфидные прожилки пересекаются „пустыми“ трещинами, вдоль которых развивается ореол аргиллизации.



Фиг. 3. Пересечение кварц-пиритового прожилка каолинитовым. Шлиф. Увел. 100. Николи X. 1—кварц-пиритовый прожилок, 2—оторочка серицитизации, 3—каолинитовый прожилок.

2. В шлифах из аргиллизированных пород кварц-сульфидные прожилки пересекаются жилкообразными выделениями глинистых минералов (фиг. 3).

3. Анкеритовые прожилки срезаются трещинами, вдоль которых наблюдается ореол аргиллизированных пород.

На месторождении аргиллизация в большинстве случаев развивается в трещиноватых породах. Монциты с интенсивным прожилково-вкрапленным оруденением явились благоприятными участками для развития процесса аргиллизации. На верхних горизонтах месторождения аргиллизированные породы пространственно совпадают с участками интенсивного прожилкования. С глубиной процесс аргиллизации затухает. На нижних горизонтах (2025 м, 1875 м) устанавливаются участки промышленных руд в слабо серицитизированных, хлоритизированных породах.

На месторождении вмещающие аргиллизированные монцониты подразделяются на три группы [5] по степени сохранности биотита 1. „Свежие“, 2. „Слабо“ измененные, 3. „Сильно“ измененные. В „свежих“ монцонитах процесс аргиллизации выражен весьма незначительно. В „слабо“ аргиллизированных породах, макроскопически, на фоне глинистых минералов и карбоната отчетливо выделяются чешуйки биотита. В „сильно“ аргиллизированных породах первичные минералы полностью замещены глинистыми минералами, карбонатом.

Вышеприведенное подразделение аргиллизированных пород требует некоторых поправок. Так „слабо“ измененные монцониты не вполне соответствуют своему названию, так как в них от первичного монцонита, макроскопически, устанавливаются только чешуйки биотита, заключенные в карбонат-глинистой массе.

Принимая трехгруппное подразделение измененных пород, следовало бы классифицировать их следующим образом:

1. Свежие и слабо измененные монцониты. Количество вторичных минералов составляет до 15%.

2. Среднеизмененные монцониты, осветленные породы, содержащие чешуйки свежего биотита в карбонат-глинистой массе. Количество вторичных минералов составляет от 15 до 70%.

3. Сильно измененные монцониты, полностью обесцвеченные породы. Количество вторичных минералов варьирует от 70 до 90%.

Переходы между ними постепенные.

Ниже приводится краткое описание средне и сильно аргиллизированных пород. Под микроскопом структура лепидобластовая. В средне измененных монцонитах микроскопически устанавливаются чешуйки биотита, в сильно измененных последние полностью замещены вторичными минералами.

Калиевый полевой шпат при полном замещении других породообразующих минералов в большинстве случаев остается свежим.

На основании рентгеноструктурных, термических, электронографических исследований, произведенных во ВСЕГЕИ Г. А. Ковалевым, Б. Б. Звягиным и В. П. Ивановой, глинистый минерал был определен как каолинит. В тесных срастаниях с глинистыми минералами установлена гидрослюда. Глинистый минерал и карбонат (кальцит) находятся в тесной ассоциации, образуя местами сегментные жилкообразные выделения. Биотит полностью замещается бесцветным своеобразным хлоритом (?). Плеохроизм почти отсутствует. $N=1,558 \pm 0,002$, $Ng'-Nr'=0,004$. Минерал, чрезвычайно близкий по свойствам, описан Н. А. Земятченским [2], в гипергенно-каолинизированных гнейсо-гранитах.

Кварц встречается в виде мелких зерен в тесных срастаниях с глинистыми минералами.

Дальнейшей задачей исследований околорудных изменений

Н. И. Наковник [7] считает выяснение различий гипогенной и гипергенной аргиллизации.

Предыдущие исследователи Каджаранского месторождения аргиллизацию (каолинизацию) пород считали гипогенного генезиса (4,5). М. П. Исаенко выделяет гипогенную и гипергенную аргиллизацию на основании наличия или отсутствия элементов примесей в каолинитах, отобранных из керна скважины и поверхностного обнажения. Такой подход к решению вопроса генезиса аргиллизации, на наш взгляд, неправилен, ибо, каолинит обладая большой абсорбционной способностью, независимо от происхождения, может содержать в себе различные элементы примеси.

Аргиллизацию пород на Каджаранском месторождении всецело следует считать гипергенным процессом на основании следующих фактов. Шапка окисленных руд имеет в среднем мощность ≈ 50 м. Аргиллизация на глубину затухает. Сильный капез рудничных вод связан с сильно аргилизованными монцонитами. Промышленная минерализация местами совершенно обособлена от аргилизованных пород.

Устойчивость породообразующих минералов вполне соответствует таковому при заведомо гипергенной аргиллизации [8]: 1) калиевый полевой шпат 2) биотит, 3) плагиоклаз, 4) роговая обманка, пироксен. Наличие свежих сульфидов в аргилизованных породах указывает на то, что основным реагентом при аргиллизации явилась угольная кислота, как и считает Ф. В. Чухров [8].

Наблюдения за подземными рудничными водами показали, что мощные потоки вод развиты в приконтактовых частях пород, в призальбандовых частях даек порфиров и жил.

Водоносность пород связана со степенью трещиноватости. Интенсивно оруденелые породы, содержащие многочисленные прожилки, сильно трещиноваты. В связи с этим, в интенсивно оруденелых породах водонепроницаемость намного сильнее, чем в слабо оруденелых породах. Поэтому, на верхних горизонтах наблюдается пространственная приуроченность оруденения к аргилизованным породам.

Гидротермальные изменения вмещающих пород на месторождении, как было показано выше, выражены в пропилитизации пород. В сводке Н. И. Наковника [6] в пропилитовом комплексе аргиллитовая фация не отмечается.

V. Поисковые признаки и выводы

Прожилки отдельных стадий минерализации унаследовали ранне заложенные структуры. Это особенно отчетливо устанавливается для кварц-молибденитовых, кварц-халькопиритовых, кварц-пиритовых прожилков, образующих обогащенные зоны на общем фоне минерализованных пород и локализованных в северо-западных и северо-восточных структурах. Дайки порфиров, приуроченные к тем же структурам, в ряде случаев, при локализации руд, играли роль экранов. При сближенных прожилках ореолы гидротермальных изменений сливаются и

образуют сплошные участки гидротермально-измененных пород, которые впоследствии аргиллизуются.

Пространственная приуроченность интенсивного оруденения к аргиллизированным породам обусловлена тем, что участки сближенных кварц-сульфидных прожилков представляют собой проницаемые зоны для просачивания аргиллизующих поверхностных вод. Поэтому, аргиллизация является благоприятным признаком, но отнюдь не гарантирующим фактором, ибо нижние горизонты месторождения характеризуются ограниченным развитием аргиллизированных пород при наличии промышленных руд.

Кварц-серицитовые породы могут также служить поисковым признаком, так как они локализованы в тех же структурах, что и более ранние кварц-молибденитовые и кварц-халькопиритовые прожилки.

При детальном поиске в районе Каджаранского месторождения аргиллизированные и кварц-серицитовые породы должны быть объектом особого внимания и тщательного изучения в связи с вышесказанным. Слабо гидротермально измененные породы также представляют интерес при поисках. Одним из критериев на обнаружение слепых рудных тел может служить гипс, который присутствует в рудах Каджаранского месторождения.

Ограниченный объем статьи не позволяет дать детальную петрографическую и химическую характеристику гидротермально измененных пород и сравнить с другими медно-молибденовыми месторождениями Армении, которые специально изучались автором в период 1955—1957 гг. Поэтому, некоторые основные положения работы по изучению гидротермальных изменений вмещающих пород приводятся в виде выводов.

1. Изучение гидротермально измененных пород медно-молибденовых месторождений Каджаран, Джиндарз, Дастакерт показали, что гидротермальные изменения синхронны с оруденением и проявляются своеобразно на каждом месторождении. Гидротермальные изменения выражены в пропилитизации пород и представлены хлорит-серицитовой, кварц-серицитовой, эпидот-хлоритовой фациями.

2. Гидротермальные изменения вмещающих пород связаны с отдельными стадиями минерализации. Ранние стадии минерализации зачастую не сопровождаются гидротермальными изменениями или последние проявляются весьма слабо. Интенсивно гидротермальные изменения выражены со средними стадиями и значительно затухают или отсутствуют в поздних стадиях минерализации.

3. Гидротермальные изменения вмещающих пород являются результатом циркуляции растворов вдоль трещин (близпрожилковые оторочки) и инфильтрации по ультрамикропорам пород (площадные кварц-серицитовые породы).

4. Гидротермальные изменения, сопровождающие стадии минерализации, проявляются различно в зависимости от состава вмещающих пород.

5. Околорудные измененные породы—как поисковый признак, на каждом месторождении (Каджаран, Джиндара и Дастакерт) специфичны и характеризуются своеобразными особенностями.

6. Промышленная минерализация на отдельных месторождениях иногда локализована в гидротермально слабо измененных породах. В таких случаях основное внимание при разведке и поисках должно быть уделено структурному контролю оруденения.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 12.V.1958

Հ. Գ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՔԱԶԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԵՐՁՀԱՆՔԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՎԱԾ ԱՊԱՐԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրը գտնվում է ՀՍՍՌ Ղափանի շրջանում:

Քաջարանի հանքավայրի շրջանը կազմված է էոցենի պորֆիրիտային շերտախմբից և նրան պատռող մոնցոնիտներից ու պորֆիրանման գրանիտներից: Հիմնական արդյունաբերական հանքայնացումը կապված է մոնցոնիտային ապարների հետ: Հանքայնացումը երակիկա-ներիակումային տիպի է: Հանքավայրի ստորին հորիզոններում հանդիպում են կվարցային հզոր երակներ:

Միներալների որոշակի պարագենետիկական ասոցիացիաներով բնորոշվող տարբեր կազմության երակիկների փոխադարձ հատման հիման վրա, առանձնացվում են հանքայնացման 8 ստադիաներ:

Ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունները կապված են հանքայնացման առանձին ստադիաների հետ:

Կվարց-օրթոկլադային երակիկները փոփոխություններ չեն կրում: Կվարց-մոլիբդենիտային երակիկներ պարփակող ապարները թույլ սերիցիտացված և քլորիտացված են, որոնք տեսանելի են միայն միկրոսկոպի տակ: Սերիցիտացման և քլորիտացման պրոցեսները կվարց-խալկոպիրիտային երակիկների երկայնությամբ ավելի ուժեղ են արտահայտված, քան կվարց-մոլիբդենիտային երակիկների մոտ: Նույն կվարց-խալկոպիրիտային երակիկների մոտ տեղ-տեղ դիտվում են բիոտիտացման եզրագոյացումներ:

Կվարց-պիրիտային երակիկները մեծ մասամբ ուղեկցվում են սերիցիտացման լավ արտահայտված եզրագոյացումներով:

Կվարց-բազմամետաղային երակիկները, որոնք ունեն շատ սահմանափակ տարածում, ուղեկցվում են սերիցիտացմամբ: Հանքայնացման ավելի ուշ ստադիաները ուղեկցվում են թույլ հիդրոթերմալ փոփոխություններով:

Հանքատար ապարները ինտենսիվ արդիլացված են: Փաստական նյութի հիման վրա արդիլացումը կարելի է հաշվել հիպերգեն ծագման:

Հալաստանի մի քանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ՝

1. Զինդարայի, Քաջարանի և Դաստակերտի հանքավայրերում ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունները հանդես են գալիս լուրաքանչյուրում յուրատեսակ ձևով:

2. Հանքատար ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունները կապված են հանքալուծման առանձին ստադիաների հետ: Վաղ ստադիաներում հիդրոթերմալ փոփոխությունները կամ բացակայում են, կամ արտահայտված են շատ թույլ կերպով: Ուժեղ հիդրոթերմալ փոփոխությունները կապված են միջին ստադիաների հետ, իսկ հանքալուծման վերջին ստադիաներում նշանք գրավիորեն նվազում կամ վերանում են:

3. Տարբեր կազմության հանքատար ապարները ենթարկվում են տարբեր տիպի հիդրոթերմալ փոփոխությունների:

4. Մերձհանքային փոփոխված ապարները, որպես որոնման նշան լուրաքանչյուր հանքավայրում (Զինդարա, Քաջարան, Դաստակերտ) հանդես են գալիս լուրահատուկ ձևով:

5. Առանձին հանքավայրերում, արդյունավետ հանքալուծումը որոշ տեղերում տեղադրված է հիդրոթերմալ թույլ փոփոխված ապարներում, որոնք հավանաբար չեն կարող հանդիսանալ որոնման նշան:

Այդպիսի դեպքերում հետախուզական աշխատանքների ժամանակ հիմնական ուղղությունը պետք է դարձնել հանքալուծման ստրուկտուրային կոնտրոլի վրա:

ЛИТЕРАТУРА

1. Грим Р. Е. Минералогия глин. 1951.
2. Земятченский Н. А. К вопросу о происхождении каолина. ДАН СССР, 1938, ч. 20, № 6.
3. Казарян А. Г. О биотитизации в дайках единитов Каджаранского месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геолого-географических наук, 1958, № 3.
4. Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной Армении. 1948.
5. Мовсисян С. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. 1941.
6. Наковник Н. И. Пропилигизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. ВМО, 1954, ч. 83, № 2.
7. Наковник Н. И. О новом типе околорудных изменений. Зап. ВМО, 1957, ч. 86, № 6.
8. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. 1955.
9. Stringham B. Fields of Formation on Some common Hydrothermal alteration. Econ. Geology, № 6, 1952.