

Р. Г. МХИТАРЯН
Э. Х. ХУРШУДЯН

ПОЛИТИПИЯ
МИНЕРАЛОВ
КАК
ТИПОМОРФНОЕ
СВОЙСТВО

ЕРЕВАН

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐՈՎԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԽԱՆԺՈՒՅՑ

Ռ. Գ. ՄԻՆԻԹԱՐՅԱՆ, Է. Բ. ԽՈԽՈՉՈՒՂՅԱՆ

ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ՊՈԼԻՏԻԳԻԱՆ
ՈՐՊԵՍ ՏԻՊՈՄՈՐՖ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐՈՎԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԽԱՆԺՈՒՅՑ
ԵՐԵՎԱՆ 1981

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Р. Г. МХИТАРЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН

ПОЛИТИПИЯ МИНЕРАЛОВ
КАК ТИПОМОРФНОЕ СВОЙСТВО

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1981

26. 303

552

М 936

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Г. О. Пиджян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук Ш. О. Амирян,
кандидат геолого-минералогических наук П. М. Бартикан

В работе приведены результаты многолетних исследований по изучению политипных модификаций серцитов и молибденина. Прослежено их проявление в окаторудных измененных породах и разных типах месторождений Армянской ССР. Достаточно четко охарактеризованы условия, при которых стабилен данный политип, благодаря чему они выдвинуты как геологические термометры и дополнительные поисковые критерии. Книга представляет интерес для широкого круга минералогов, геохимиков и петрографов.

П 1904020000
703 (02) - 81 81 - 81

© Издательство АН Армянской ССР, 1981

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОЛИТИПНЫХ МОДИФИКАЦИЙ СЕРИЦИТОВ

(на примере главнейших колчеданных
месторождений Армянской ССР)

В В Е Д Е Н И Е

В последнее время все большее применение в решении ряда генетических вопросов находит установление закономерностей в распределении политипных модификаций отдельных минералов на различных месторождениях. С этой точки зрения значительный интерес представляет такой широко распространенный в гидротермально измененных породах минерал, каким является серицит.

Работы зарубежных и отечественных исследователей по синтезу целого ряда слюд показали намечающуюся связь между температурой и образованием определенной политипной модификации.

Изучение обширного материала из месторождений Украины, Карелии, Урала, Саян, Алтая и других областей позволило установить, что слюды политипной модификации 1M генетически связаны с гидротермальными и метасоматическими процессами, протекающими при относительно низких температурах.

Задачей настоящих исследований было изучение структурных особенностей серицитов и установление закономерностей их распределения, на главнейших колчеданных месторождениях Армянской ССР.

Для решения поставленных задач широко применялись методы электронной микроскопии и электронографического структурного анализа.

Автором были изучены серициты из гидротермально измененных пород месторождений Алавердского (Алаверди, Шамлуг, Ахтала), Базумского (Тандзут, Чибухли), Кафанского (Кафан, Шаумян) рудных районов.

Исследования позволили выявить наличие различных политипных модификаций серицитов на изученных месторождениях: 1M, 2M₁, 3T, 2M₂ и их смесей с преобладанием той или иной разновидности.

Впервые установлена приуроченность отдельных политипных модификаций серицитов к определенным по вещественному составу рудам, а также к отдельным стадиям минерализации. Показано, что на изучаемых месторождениях Армянской ССР с предрудными гидротермальными изменениями связан серицит политипной модификации $2M_1$, имеющий широкое площадное распространение.

Впервые в СССР в окорудных измененных породах достоверно установлена политипная модификация $2M_2$, принадлежащая к диоктаэдрической серии слюд. Последняя связана с относительно крупными рудными телами и не зависит от их вещественного состава. Проведено исследование особенностей дифракционной картины слюды очень редкой диоктаэдрической политипной модификации $2M_2$. Выведена таблица с теоретически рассчитанными интенсивностями и межплоскостными расстояниями рефлексов, которая может служить для диагностики слюд данной политипной модификации не только по электронограммам от текстур, но и по порошковым рентгенограммам.

Работа выполнена автором в лаборатории электронной микроскопии и электронографии Института геологических наук АН Армянской ССР в течение 1964-1971 гг.

При выполнении работы проведено электронографическое исследование свыше 750 образцов с установлением структурной разновидности серицита и порядка 400 образцов с измерением параметров элементарной ячейки. Кроме того был проведен электронномикроскопический анализ 800 образцов, а также несколько десятков рентгеноструктурных исследований.

Исследовался материал, собранный автором из ряда месторождений Армянской ССР, а также любезно предоставленный ему сотрудниками ИГН АН Армянской ССР М. С. Азизбекяном, С. О. Ачикгезяном, С. А. Зограбяном и Э. М. Налбандяном, которым автор выражает свою глубокую признательность.

Автор искренне благодарен академику АН Армянской ССР И. Г. Магакьяну, заведующему лабораторией сверхвысоковольтной электронной микроскопии и электронографии ИГЭМ АН СССР, доктору физико-математических наук Б. Б. Звятгину и кандидату геолого-минералогических наук С. В. Соболевой за ценные советы и замечания, учтенные при публикации работы.

ГЛАВА 1

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРЫ И ПОЛИТИПИИ СЛЮД

Структуры слоистых силикатов состоят из слоев . двумерных сеток, тетраэдров, сплленных вершинами своих оснований, и октаэдров, примыкающих боковыми ребрами (Pauling , 1930). Различные комбинации этих сеток в слои определяют ту или иную минеральную группу. Так, например, каолинитовые минералы состоят из двухэтажных слоев, представленных сочетанием октаэдрической и траэдрической сеток. Слюды * монтмориллониты, вермикулиты состоят из трехэтажных слоев, представленных октаэдрической сеткой и примыкающими к ней с двух сторон тетраэдрическими сетками. Чередование подобных трехэтажных слоев с одноэтажным слоем, представленным сеткой октаэдров, характерно для хлоритов. Каждая из вышеотмеченных сеток, слагающих слои, может иметь две противоположные азимутальные ориентировки. В свою очередь каждые две такие смежные сетки могут примыкать друг к другу тремя способами. Отсюда и возникает возможность нескольких вариантов геометрического строения для слоя одного и того же типа.

Относительные положения трехэтажных слоев в слюдах характеризуются тем, что гексагональные петли смежных сеток двух слоев, образуемые центрами тетраэдров, располагаются точно друг над другом, а в ограничиваемых ими полостях размещаются межслоевые катионы (рис. 1). Каждый слой может иметь шесть азимутальных ориентировок, получаемых при его повороте вокруг нормали к слою на углы, кратные 60° , без нарушения вышенназванного условия..

Учитывая закономерности сочетания отдельных сеток и особенности их строения, произвольную структуру слоистых сили-

* Структурная кристаллография слюд с большой детальностью разработана И. В. Беловым (1947, 1949, 1950, 1951).

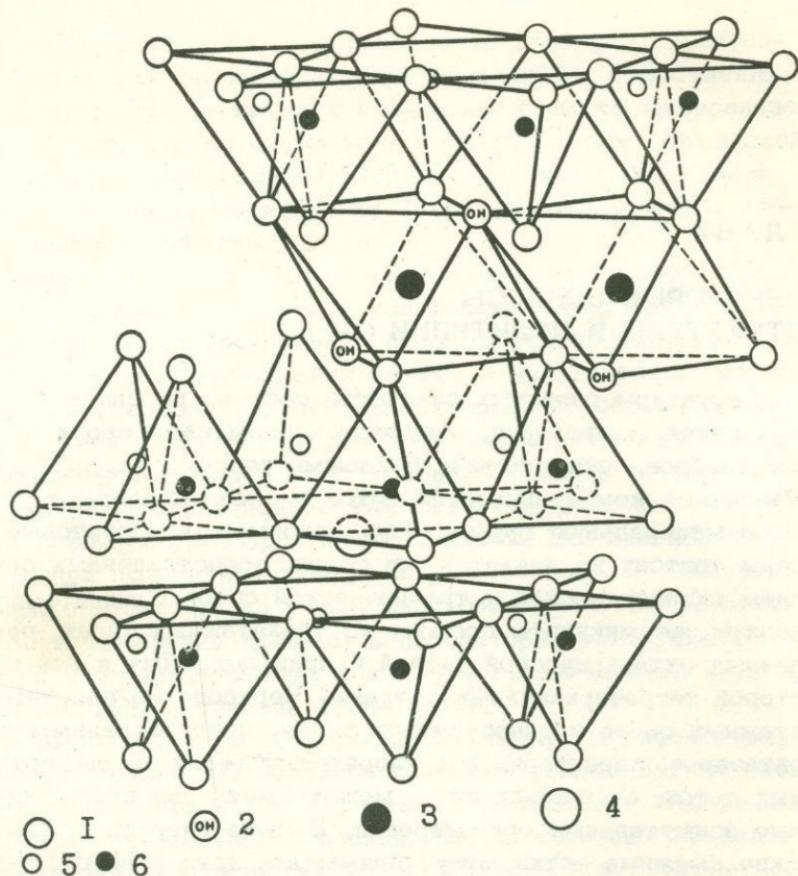


Рис. 1 Схематическое изображение структуры мусковита по Гриму (1959).

1 – атомы кислорода. 2 – гидроксили. 3 – атомы алюминия. 4 – атом калия. 5 и 6 – атомы кремния. (1/4 – замещена алюминием.)

катов можно представить как последовательность относительных смещений сеток внутри слоя (обозначенных δ) и относительных смещений двух сеток смежных слоев или пакетов (обозначенных τ) (Б. Б. Звягин, 1961).

Особенности последовательностей слоев достаточно четко определяются компонентами смещений δ и τ по осям a и b . Величины δ и τ являются смещениями сеток в проекции на плоскость ab , и их удобно отсчитывать между центрами симметрии этих проекций. В случае трехэтажных слоев, связанных межслоевы-

ми катионами, смещения $\tau = 0$ и любую структуру можно характеризовать последовательностью величин b_i ($i = 1, 2, 3, \dots, 6$). Эти величины одновременно могут служить для обозначения слоев в зависимости от их азимутальной ориентировки. Смещения b_i , как уже отмечалось, характеризуются своими компонентами по осям a и b , которые могут принимать значения $0, -1/3$.

При идеализированном представлении о структурах слюд можно было бы предположить существование беспорядочных структур, в которых по закону случая чередовались бы одинаково выгодные смещения b_i .

Однако в природе существуют в основном слюды с более или менее упорядоченными структурами. Это обстоятельство говорит о том, что реальные структуры обладают многимиискажениями, вызванными особенностями силового поля в структурах, являющихся результатом сочетания ионных сил с силами, отталкивания и притяжения (Radoslowich, 1958).

Под действием этих сил происходит сплющивание октаэдров и образование дитригонов и т. д. Большую роль играют здесь также упорядоченные размещения изоморфных катионов.

Благодаря этимискажениям, как отмечает С. В. Соболева, равновероятные для идеализированных моделей варианты сочетания слоев становятся неравноправными, и проявление их зависит от условий образования. В этом случае при заданном химическом составе возможны различные и однородные последовательности слоев, определяющие различные политипные модификации.

Политипия в слюдистых минералах впервые была установлена Хендриксом в 1939 г. При оптическом и рентгенографическом исследовании обширного геологического материала ими были определены семь модификаций слюд, среди которых были 24-слойная и 6-слойная. Последние в дальнейшем другими исследователями были уточнены как четырехслойная и двухслойная $2M_2$ (Smith, Yoder, 1956; Б. Б. Звягин, 1964).

Смит и Йодер, развивая теорию о том, что соседние слои в структуре слюд связаны между собой периодическими поворотами, пришли к заключению о возможности шести простых способов укладки слюдяных слоев. В основе этих способов лежат следующие "межслоевые углы наложения" (А. Верма, Р. Кришна, 1969).

Таблица 1

Углы поворота соседних слоев	Образующ. по-литип	Пространствен. гр. по Звягину (1961)
0 Поочередно 120° или 240°	1M $2M_1$	$C2/m$ $C2/c$
120°	3T	$P3_2$ 12 или $P3_1$ 12
180°	2O	$Cmmm$
Поочередно 60° и 300°	$2M_2$	$C2/c$
60°	6H	$P6_1$ 22 или $P6_5$ 22

Для обозначения политипов слюд Смитом и Йодером были использованы определенные символы, где на первом месте стоит цифра, указывающая число слоев на период повторяемости (1 – один слой, 2 – два слоя, 3 – три слоя и т.д.). На втором месте стоит буква, обозначающая симметрию структуры (M – моноклинная, T – триклиническая, O – ортогональная и H – гексагональная. Стоящий на третьем месте маленький индекс 1 или 2 обозначает угол моноклинности β или α' .

Ниже приводятся (рис. 2) шесть простейших типов упаковки слоев с указанием направления их смещений.

На рис. 2 стрелками обозначены векторы смещения атомов в соседних слоях. Конец стрелки указывает направление увеличения высоты слюдяного слоя. Как видно из фигуры, модификация 1M возможна, когда угол межплакетной упаковки равен 0° . Модификация 20 возможна при угле упаковки, равном 180° . При непрерывной последовательности угла в 120° образуется политипная модификация 3T, а при непрерывной последовательности угла в 240° – ее зеркальный аналог. Модификация $2M_1$ представлена непрерывным чередованием углов в 120° и 240° . Модификация 6H и ее зеркальный аналог образуются соответственно при непрерывной последовательности углов в 60° и 300° . При непрерывном чередовании этих углов образуется модификация $2M_2$.

Простой способ вывода и анализа различных модификаций слюд был описан Б. Б. Звягиным (1961 г.). В дальнейшем им был предложен весьма рациональный метод записи структур символами σ и τ (Б. Б. Звягин, 1964).

Представляя компоненты по осям a и b соответствующими различным смещениям символами σ и τ (τ – в случае слюд равно нулю), аналитическая запись различных политипных модификаций будет выглядеть следующим образом:

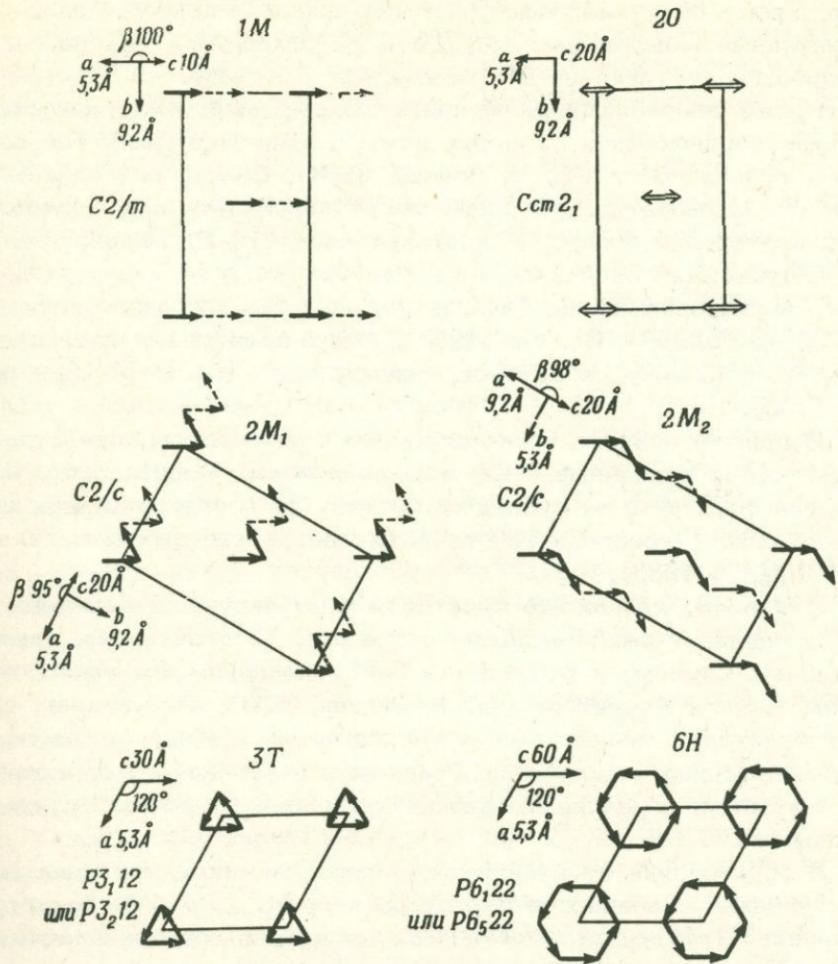


Рис. 2. Шесть простых способов упорядоченного наложения слоев слюды (по Смиту и Йодеру, 1956).

...	$b_3 \ b_3 \ b_3 \ b_3 \ b_3 \ b_3 \dots$	модификация 1М
...	$b_2 \ b_4 \ b_2 \ b_4 \ b_2 \ b_4 \dots$	то же
...	$b_5 \ b_4 \ b_5 \ b_4 \ b_5 \ b_4 \dots$	"
...	$b_3 \ b_8 \ b_3 \ b_8 \ b_3 \ b_8 \dots$	"
...	$b_3 \ b_5 \ b_1 \ b_3 \ b_5 \ b_1 \dots$	"
...	$b_3 \ b_2 \ b_1 \ b_6 \ b_5 \ b_4 \dots$	"

В настоящее время обнаружены все политипные модификации, кроме 6Н. Наибольшее распространение в природе имеют политипные модификации 1М, 2М₁ и 3Т слюдистых минералов. Подробнее о структуре 2М₂ изложено в 1Углазе.

Кроме отмеченных политипных модификаций обнаружен ряд полубеспорядочных и беспорядочных, удовлетворяющих требованию периодичности (Б. Б. Звягин, 1964). Самые разнообразные последовательности слоев могут возникнуть при закономерном повторении процесса двойникования (Н. В. Белов, 1949).

Образование двойников может произойти в результате ошибок в упаковке слоев. Весьма наглядно этот процесс показан в работе Смита и Йодера (1956). Основными осьми двойникования, по данным этих авторов, являются оси [310], [3-10] и редко [100].

В природе широко распространены также слюды, представляющие собой различные сочетания политипных модификаций. Подобные сочетания модификаций состоят из чередующихся в пределах одного кристаллита отдельных зон различных модификаций (Ниби, 1955).

Эти зоны, слагающие сочетания модификаций, характеризуются одинаковыми параметрами *a* и *b* и, следовательно, химическим составом, а отличаются они лишь взаимным расположением слоев в структуре (Б. Б. Звягин, 1966). Образование таких сочетаний модификаций происходит, по всей вероятности, в промежуточных условиях по сравнению с условиями, благоприятствующими образованию каждой из этих модификаций в отдельности.

В образовании политипных модификаций минералов решающую роль играют: особенности структуры, состав и условия их образования. Структурные особенности минералов обусловливаются механизмом роста кристаллов. Известны два механизма роста: последовательное наложение слоев (послойный рост) и по фронту винтовой дислокации (спиральный рост). (Frank, 1952; Verma, 1953; Smith, Yoder, 1956; Distler, Zvyagin, 1966; Krishna, Verma, 1965).

Если рост кристалла происходит последовательным наложением слоев, то при наличии структурного контроля каждый последующий слой будет определенным образом ориентирован по отношению к предыдущему. В этом случае каждому составу, температуре и давлению будет соответствовать определенная политипная модификация. В промежуточных условиях могут образоваться-

ся различные сочетания этих модификаций.

При слабом структурном контроле со стороны сил связы рост кристалла последовательным наложением слоев приводит к образованию структур с большей или меньшей разупорядоченностью в упаковке слоев.

Образование упорядоченных кристаллов по механизму спирального роста объясняется тем фактором, что возникшая вследствие структурных нарушений винтовая дислокация обладает определенной "памятью". Образовавшиеся при этом структуры обладают периодом, равным шагу спирали в направлении роста кристалла. Некоторые дефекты упаковки при спиральном росте могут привести к образованию сложных политипных модификаций с большим периодом повторяемости. Образование различных политипных модификаций при спиральном росте кристаллов зависит от условий образования в той мере, в какой от них зависит появление соответствующих дислокаций (С. В. Соболева).

Влияние химического состава минерала на расположение слоев можно выявить, изучая его структурные особенности. Много ценного в выяснении вопроса о взаимоотношении состава и структуры дали работы Радословича (1963), Доннея и др. (1964), Бейли (1966), В. А. Дрица (1969) и др.

Зависимость между составом и политипией хорошо демонстрируется на примере литиевых слюд. Левинсоном (1963) было показано, что содержаниям Li_2O 1) 3,3%, 2) 4,0–5,1%, 3) 5,1% соответственно отвечают модификации $2M_1$, $2M_2$, и $1M$ (3Т).

Однако, как справедливо отмечают Б. Б. Звятгин и др. (1975), образование отдельных диоктаэдрических слюд политипных модификаций $1M$, $2M_2$, $3T$ нельзя объяснить только химическим составом. Вероятно, что немаловажную роль играют здесь условия образования этих слюд. Обнаруженная Е. И. Доломановой и др. (1965) а1 – слюда $1M$ образовалась в неспокойной тектонической обстановке в позднюю стадию минерализации. Гюмбеллит (диоктаэдрическая политипная модификация $2M_2$) образовался в трещинах в виде поперечно – волокнистых выделений и приурочен к шунгитовым сланцам (В. А. Дриц и др., 1966; В. И. Тимофеев, 1925; П. П. Токмаков и др., 1961). В жилках среди гранодиоритов образовалась слюда модификации 3Т (Guven, Bughtam, 1967.). Выявленная нами в 1969 г. гидрослюда диоктаэдрической политипной модификации $2M_2$ на ряде колчеданных месторождений Армянской ССР приурочена к крупным рудным телам

(линзами и штоками) и не зависит от их вещественного состава. Не исключена возможность, что на образование этой политипной разновидности немалое влияние оказала скорость кристаллизации.

Одним из решающих факторов в образовании политипных модификаций минералов является температура.

Проведенные Йодером и Югстером (1955, 1959) исследования по синтезу минералов слюд показали, что при высоких температурах происходит равновесный переход мусковитов $1M$ и $3T$ в $2M_1$. В низкотемпературном интервале мусковит первоначально кристаллизуется с неупорядоченной структурной модификацией $1Md$, переходящей с повышением температуры в политипную модификацию $1M$. Дальнейшее повышение температуры приводит к переходу модификации $1M$ в $2M_1$.

Данные, полученные при синтезе слюд, привели авторов к заключению, что при прогрессивном метаморфизме в природе происходит переход политипной модификации $1Md$ в $1M$ и в дальнейшем в $2M_1$ ($1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$). Обратный переход $2M_1 \rightarrow 1M$ в опытах не зафиксирован, однако авторы допускают возможность такого перехода при большом интервале времени. По всей вероятности, скорость реакции замедлена и этот переход не заметен в опытах. В исследованиях, где изучается проблема метастабильных фаз, предшествующих стабильной форме, должна быть выбрана реакция, которая может быстро привести к получению желаемой модификации.

Температура устойчивости для модификации $1M$ Йодером и Югстером была определена в пределах $200 - 300^\circ$, а модификация $2M_1$ — выше этого интервала. Эти данные в общем согласуются с природными данными.

Изучение обширного материала из месторождений Украины, Карелии, Урала, Саян, Алтая и других районов страны позволило установить, что слюды политипной модификации $1M$ генетически связаны с низкотемпературными гидротермальными и метасоматическими процессами, протекающими при температуре от 150° до 300° (Ю. Ир. Половинкина, Е. П. Соколова, 1962; Е. П. Соколова, 1962, 1963).

Исследования, проведенные Вельде (1965) по синтезу мусковитов, показали, что политипная модификация $2M_1$ может образоваться и при низких температурах (порядка 125°). Однако необходимым условием для этого является большая выдержка в опытах.

Образование серицитовых слюд за счет калиевых полевых шпатов и роль температуры подробно рассматриваются в работах Хемли и Орвилла (1959, 1963).

При изучении серицитов из околоврудных измененных пород различных месторождений нами были определены политипные модификации 1M, 2M₁, 3T, 2M₂ и их различные смеси (С. О. Ачикгезия и др., 1968, 1969; Р. Г. Мхитарян, 1969, 1972, 1975).

ГЛАВА II

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРНЫХ И МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕРИЦИТОВ

Образцы для изучения структурных и морфологических особенностей серицитов отбирались в основном из горных выработок на месторождениях, по профилям, проходящим вкrest просстирания рудных тел. Частота отбора колебалась от 10 до 0,1 м. и увеличивалась у рудных тел.

Основными методами, примененными нами в исследовании структурных и морфологических особенностей серицитов, были методы электронографического структурного анализа и электронной микроскопии.

1. Электронографический структурный анализ

Наряду с классическим методом (рентгеновским) структурного анализа минералов, в последнее время все большее признание получает электронографический метод.

Открытие в 1927 г. Девиссоном и Джермером дифракции электронов и особенно проведение первых опытов с быстрыми электронами Томсоном, положило начало электронографии, дальнейшему развитию которого способствовали работы З. Г. Пинскера (1949), Б. К. Вайнштейна (1956), Б. Б. Звягина (1964) и др.

Электронографический структурный анализ является в настоящее время почти незаменимым при решении определенных структурных вопросов минералогии. Особенно ценно применение электронографического метода в исследовании тонкодисперсных минералов, в частности серицитов. Электроны, взаимодействующие с веществом, в миллион раз сильнее, чем рентгеновские лучи, при прохождении через тонкие пластинки или волокнистые

кристаллики тонкодисперсных минералов не успевают вызывать изменения в них.

Очень ценным в электронографии является тот факт, что дифракционные картины можно получить от ничтожнейшего количества исследуемого вещества - 10^{-5} г.

При электронографическом исследовании вещества необходимо помнить, что препарат находится в вакууме порядка 10^{-4} мм рт. столба и в этих условиях возможно удаление слабо связанных со структурой молекул воды.

Благодаря малой длине волн дифракция электронов расширяет границы изучения кристаллического строения вещества в сторону более высоких степеней дисперсности. Таким образом, вещество, определяемое рентгенографией как аморфное, может оказаться кристаллическим по данным электронографии.

Различаются два вида получения электронограмм: на просвет (получаемые при прохождении пучка электронов через исследуемое вещество) и на отражение (при скольжении пучка электронов по поверхности образца). Для исследований серий-тов использовался только первый метод.

Дифракционные картины, вид которых зависит от характера взаимной ориентации и расположения кристалликов в образце, возникающиеся при взаимодействии пучка электронов с образцом, бывают трех типов: точечные электронограммы, электронограммы от поликристаллов и электронограммы от косых текстур.

1. Точечные электронограммы образуются в случаях, когда тонкий электронный пучок проходит через монокристалл. Эти электронограммы очень удобны для определения параметров аиль элементарной ячейки. На таких электронограммах раздельно располагаются те рефлексы, которые в других случаях совпадают. Подобные электронограммы представляют собой различные сечения обратной решетки, непосредственно характеризующие ее симметрию.

Однако для того, чтобы правильно проиндцировать картину от монокристалла и быть уверенным в значениях индексов и знаков всех рефлексов, необходим строгий контроль за ориентацией монокристалла к электронному пучку. С этой точки зрения электронограммы от монокристаллов уступают аналогичным рентгенограммам, индицирование которых намного легче благодаря возможности предварительной ориентировки исследуемого

образца. Однако этот недостаток электронограмм от монокристаллов может быть устранен сопоставлением нескольких точечных электронограмм, снятых под различными углами (Б. К. Вайнштейн, 1956).

2. Электронограммы от поликристаллов образуются, когда в сечение пучка электронов попадает одновременно множество различно ориентированных кристаллов. Обратная решетка поликристалла получается при вращении обратной решетки монокристалла вокруг закрепленного узла 000 и представляет собой систему вложенных друг в друга сфер.

Электронограмма поликристалла представляет собой плоское сечение этих сфер и состоит из концентрических окружностей с радиусом $R = L\lambda/d$. Основным недостатком таких электронограмм является трудность индицирования и определения элементарной ячейки. Из анализа подобных электронограмм можно определить только значения межплоскостных расстояний d_{hkl} , т.е. они имеют в сущности тот же смысл и значение, что и порошковые рентгенограммы.

Рассмотренные выше два метода электронографии: монокристальный и поликристаллический, мало отличаются от таковых в рентгенографии. Их преимуществом является только возможность исследования более дисперсных веществ. В области изучения политики эти методы ничего существенного дать не могут.

3. Электронограммы от текстур получаются, когда препарат представляет собой текстурированный поликристалл (пластинчатые или игольчатые кристаллы располагаются наиболее развитой своей гранью параллельно подложке и беспорядочно повернуты вокруг нормали к ней).

Обратная решетка текстурированного поликристалла, возникающая из совокупности обратных решеток всех кристалликов, входящих в него, представляет собой систему колец, поскольку непрерывный набор азимутальных ориентаций кристалликов эквивалентен вращению одного кристаллика вокруг оси текстуры.

При съемке пластинчатой текстуры под прямым углом к пучку электронов электронограмма представляет собой систему концентрических колец. При повороте препарата на некоторый угол происходит вырождение колец в эллипсы, на которых выявляются дополнительные рефлексы hkl с $\neq 0$ (электронограммы "косых текстур"), имеющие формы дужек. В подобных электронограммах положение каждого рефлекса задается эллипсом, на котором он

находится (характеризуется длиной малой оси эллипса) и конкретной точкой эллипса, которую он занимает (расстояние рефлекса от малой оси, т.е. высота рефлекса D).

Необходимо отметить, что чем больше угол φ , тем большее число рефлексов с $\frac{1}{10}$ можно получить на электронограмме (если, конечно, это позволяет ускоряющее напряжение), при $\varphi = \frac{\pi}{2}$ эллипс вырождается в пару прямых.

На одном и том же эллипсе находятся рефлексы с одинаковыми hk и рефлексы, у которых выражение $3h^2 + k^2$ постоянно, т.е., возможны некоторые комбинации hk . Для слоистых силикатов индексы hk являются несмешанными. Последовательность эллипсов и соответствующих им индексов hk легко установить, располагая все возможные комбинации пар несмешанных чисел по порядку возрастания значений $3h^2 + k^2$ (табл. 2 по Б. Б. Звягину).

Таблица 2

Последовательность эллипсов

в электронограммах от косых текстур споистых силикатов

№ элл.	hk	$\frac{a}{2} + \frac{c}{2n}$	№ элл.	hk	$3h^2 + k^2$
1	02, 11	4	11	0, 10, 55	100
2	13, 20	12	12	39, 60	108
3	04, 22	16	13	2, 10, 48, 62	112
4	15, 24, 31	28	14	1, 11, 57, 64	124
5	06, 33	36	15	0, 12, 66	144
6	26, 40	48	16	3, 11, 4, 10, 71	148
7	17, 35, 42	52	17	2, 12, 59, 73	156
8	08, 44	64	18	1, 13, 68, 75	172
9	28, 37, 51	76	19	4, 12, 80	192
10	19, 46, 53	84	20	0, 14, 3, 13 5, 11, 77, 82	198

Приведенная выше совокупность эллипсов является общей для всех слоистых силикатов. Различия между ними и их политипными модификациями выражаются особенностями расположения и распределением интенсивностей рефлексов в пределах каждого эллипса.

Задача диагностики отдельных политипов решается весьма просто и очень часто визуально, поскольку определенные закономерности чередования слоев в структуре очень наглядно отражают-

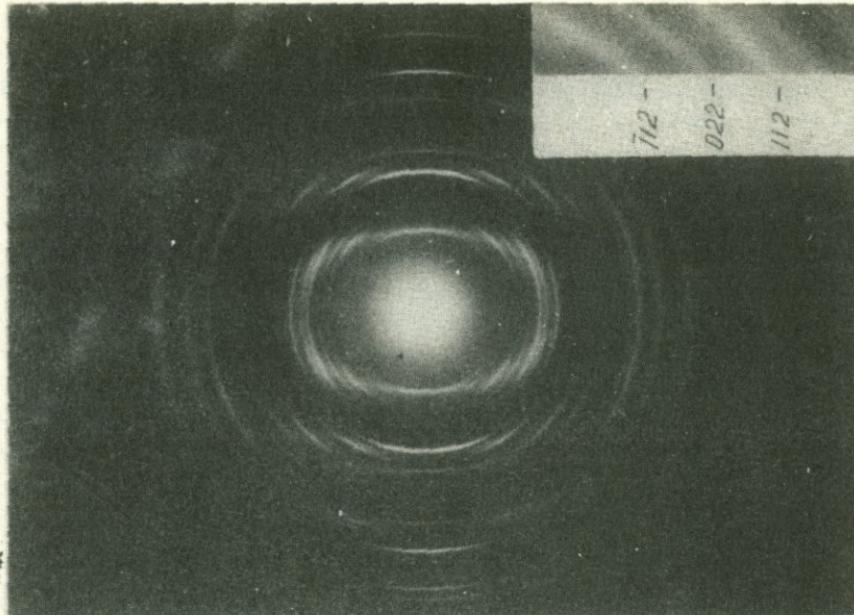


Рис. 3. Электронограмма косой текстуры серицита политипной модификации 1М ($\varphi = 60^\circ$). На врезке показаны рефлексы, характеризующие эту политипную разновидность.

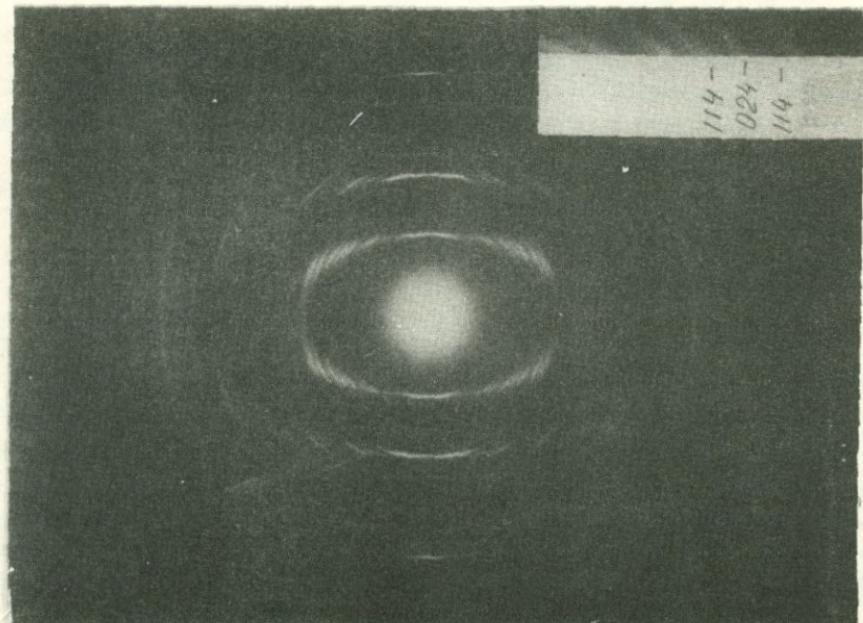


Рис. 4. Электронограмма косой текстуры серицита политипной модификации 2М₁ ($\varphi = 60^\circ$). На врезке показаны рефлексы, характеризующие эту политипную разновидность.

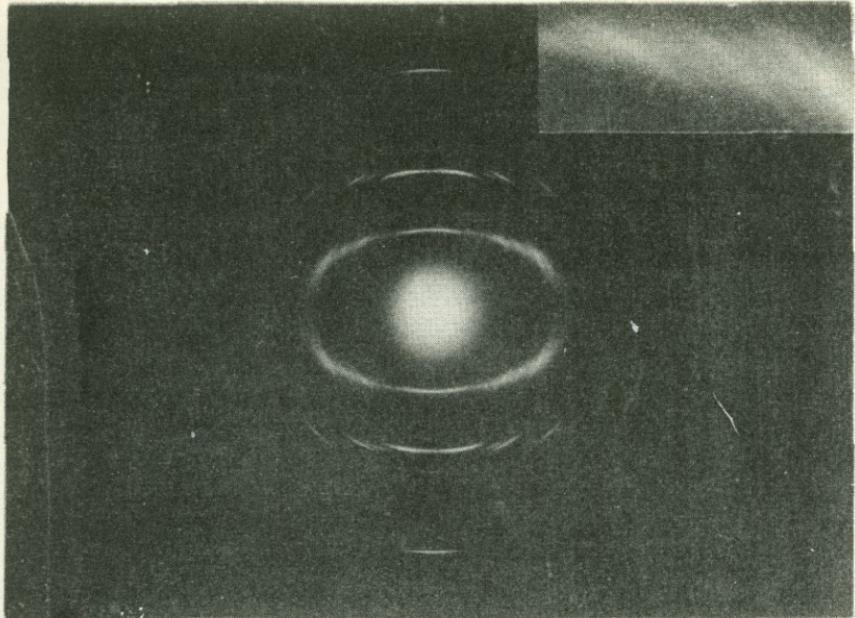


Рис. 5. Электронограмма косой текстуры смеси серпентитов политипных модификаций $1M > 2M_1$ ($\Psi = 60^\circ$). На врезке-рефлексы, характеризующие эти политипные разновидности.

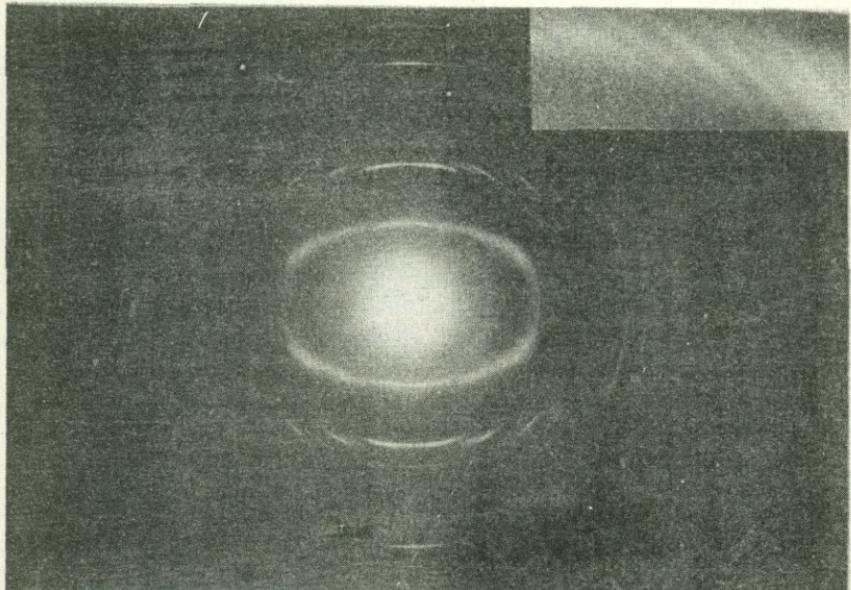


Рис. 6. Электронограмма косой текстуры смеси серпентитов политипных модификаций $2M_1 > 1M$ ($\Psi = 60^\circ$). На врезке рефлексы, характеризующие эти политипные разновидности.

ся в частоте расположения и характере распределения интенсивностей рефлексов на электронограммах от текстур.

Так как различные политипные модификации слюд отличаются друг от друга по координатам x и y на величины $\pm 1/3$, естественно, что их диагностика основывается только на рефлексах, в которых индексы h и k не кратны трем.

Анализ электрограмм начинается с первого эллипса, содержащего рефлексы III и 021. Геометрия расположения и распределение интенсивностей этих рефлексов таковы, что позволяют визуально диагностировать отдельные политипные модификации и даже их смеси (рис. 3-6).

Смеси политипных модификаций слюд одного состава определяются по расположению и в основном по распределению интенсивностей. При изучении серий из колчеданных месторождений Армении были обнаружены механические смеси политипных модификаций, имеющие одинаковые параметры a и b . Характер смеси установлен нами после приготовления и съемки искусственных смесей, образующих ту же дифракционную картину.

Распределение значений $\sum F_{hkl}^2$ для рефлексов, наиболее четко характеризующих политипные модификации диоктаэдрических слюд 1M и 2M₁ и их смесей с различным содержанием компонент, приведено в табл. 3

Таблица 3

hkl		$\sum F_{hkl}^2$				
1M	2M ₁	1M	2M ₁	1M - 75%	1M - 50 %	1M \pm 25 %
	I	100%	100%	2M ₁ - 25% (1M > 2M ₁)	2M ₁ - 50% (1M + 2M ₁)	2M ₁ - 75% (2M ₁ > 1M)
113	113	650	30	495	350	185
	114		390	97,5	195	292,5
022	024	360	280	340	420	300
	114		440	110	220	330
112	115	750	50	575	400	225

В скобках указаны применяемые нами в дальнейшем обозначения количественных соотношений политипов. Знак $>$ будет означать, что данного политипа в смеси больше 75%.

* Сумма берется потому, что в одной дужке электронограмм от текстур совпадают несколько рефлексов (например, hkl и $\bar{h}\bar{k}\bar{l}$).

Наличие примеси других глинистых минералов устанавливается по раздвоению нулевых рефлексов пятого и шестого эллипсов, определяющих параметры β и a , которые существенно различны для ди- и триоктаэдрических и для слоистых силикатов из двух- и трехэтажных слоев.

Таким образом, методы косых текстур благодаря крайней выразительности получаемых с ее помощью электронограмм, в которых рефлексы своим расположением и интенсивностью отражают своеобразие той или иной структуры, является весьма эффективным для диагностики политипных модификаций слоистых минералов. Своеобразие электронограмм от косых текстур ставит этот метод вне сравнения с другими электронографическими и рентгеновскими методами определения политипов, в особенности таких высокодисперсных минералов, какими являются серициты.

Сравнивая рентгеновский и электронографический методы исследований, необходимо отметить, что недостатки одного метода обычно восполняются преимуществами другого. Так, например, в электронограммах от текстур отсутствуют базальные рефлексы $00l$, выражющие индивидуальные особенности структур слоистых силикатов в направлении оси c . В рентгеновском же анализе, в частности в методе порошка, не поддаются надежному индицированию общие отражения hkl , в то время как базальные рефлексы $00l$ распознаются довольно легко.

Учитывая вышеизложенное, набор рефлексов hkl , извлеченный из электронограмм от текстур, для полной характеристики структуры необходимо дополнить полученным рентгенографическим набором рефлексов $00l$.

Проведенное сравнение показывает, что оба метода не исключают, а дополняют друг друга. На практике метод электронографии оказывается более динамичным и эффективным при диагностике и первой кристаллохимической характеристике политипов, особенно если учесть простоту, скорость получения дифракционных картин и специфическую их особенность.

Препарирование объектов исследования

Для получения электронографических препаратов предварительно готовятся подложки. Для этого на дно кристаллизатора диаметром 20 см ставится подставка с дырочками, над которыми расположены металлические шайбочки с диаметром отверс-

тий в 3 мм. На поверхность налитой в кристаллизатор воды наносится капля 0,5% раствора нитроклетчатки в амилацетате. После испарения, равномерно растекшейся по поверхности воды капли, остается тончайшая пленка. С удалением воды из кристаллизатора сифоном пленка постепенно опускается и покрывает отверстия металлических шайбочек. После высушивания на полученную таким образом подложку наносится капля суспензии исследуемого вещества. После высыхания капли на подложке образуется слой из осевших частиц. Очень большое значение для получения качественных электронограмм имеет степень плотности суспензии: слишком плотные дают толстый слой осевших частиц, вследствии чего пучок электронов, с трудом пробивая препарат, дает слабые рефлексы на электронограмме с сильным фоном. Чтобы подобрать оптимальную плотность, готовится серия препаратов с различной степенью плотности. При определенном опыте работы можно свести эту серию до двух.

Особенность препарирования электронографических препаратов такова, что при отстаивании суспензий происходит удаление крупных непроницаемых для электронов частиц, выпадающих в осадок. Это обстоятельство имеет очень важное значение в изучении серпидитов, ибо их тесное прорастание с пиритом, кварцем, полевыми шпатами, хлоритом и др. делают почти невозможным приготовление мономинеральных проб для других видов анализов. В суспензии же, особенно после диспергирования ультразвуком (мы пользовались ультразвуковым диспергатором марки УЗДН-1), происходит отделение серпидита от других минералов в количествах, вполне достаточных для получения высококачественных электронограмм. Применение ультразвука имеет и то преимущество, что препятствует коагуляции суспензии и агрегированию частиц и способствует их равномерному распределению.

2. Электронная микроскопия

В последнее время все большее применение в изучении минералов находит электронная микроскопия. С появлением электронных микроскопов высокого разрешения стало возможным не рассчитывать, а рассматривать плоские сетки кристаллических решеток минералов, их дислокаций и т.д.

Основными методами в электронномикроскопическом исследовании минералов являются: методы реплик и супензий. Метод реплик применяется в основном при изучении массивных минералов, из которых трудно приготовить препараты прозрачные для электронного пучка.

Для изучения тонкодисперсных минералов широко используется метод супензий. Этот метод был применен еще в 1939 г. для изучения глинистых минералов Эйтелем, Мюллером и Радчевским в Германии. В СССР такие работы проводились М. Ф. Викуловой с 1949 г. Благодаря своей простоте и экстренности, метод супензий в электронномикроскопическом изучении тонкодисперсных минералов находит широкое применение. Этот метод позволяет судить о форме, толщине и размерах частиц.

О морфологии частиц можно судить по характеру и форме контуров изображения. Так как серициты имеют пластинчатую форму, то они будут ложиться своей наиболее развитой плоскостью параллельно подложке, т.е. изображение будет представлять собой проекцию частиц на предметную плоскость. Формы частиц могут быть самыми разнообразными: изометричными, псевдогексагональными, удлиненными, округлыми, изрезанными и т.д.

О толщине кристалла дает косвенное представление контрастность изображения. Наиболее темным участкам соответствует наибольшая толщина образца (эти участки полностью рассеивают электроны). Более светлые участки свидетельствуют о меньшей толщине образца, частично пропускающего электроны. Очень светлые соответствуют тонким образцам, почти полностью пропускающим электроны. Необходимо отметить, что зачастую все эти оттенки можно наблюдать на одном кристалле. Последнее обстоятельство свидетельствует о его неравномерной толщине. Важное значение в электронномикроскопическом изучении тонкодисперсных минералов имеет степень четкости контуров кристаллов. Для слюдистых минералов и минералов группы каолинита характерны четкие и резкие очертания. Для монтмориллонитов характерны нечеткие, расплывчатые, "похматые" контуры. Наблюдающиеся иногда расплывчатые контуры слюдистых и каолинитовых минералов свидетельствуют о начавшемся процессе их изменения, чаще всего их монтмориллонитизации. Размеры частиц весьма просто определить, зная увеличение микроскопа.

Очевидно, что изучение морфологических особенностей кристаллов тонкодисперсных минералов, в частности, серицитов, доступно только методу электронной микроскопии.

Методика приготовления препаратов

Методика приготовления электронномикроскопических препаратов для изучения морфологических особенностей сериц-тетов методом супензии сводится к следующему. Образец растворяется в агатовой ступке и помещается в пробирку с дистиллированной водой для диспергирования. Диспергирование проводится на приборе УЗДН-1 при частоте 15 кГц, время диспергирования 15+30 сек. Полученная таким образом супензия отстаивается несколько часов и верхняя часть слабо опалесцирующей супензии наносится на сетку с подложкой. Если плотность супензии больше, чем необходимо для получения нормальной густоты препарата, то ее разбавляют водой. Методика приготовления подложки такая же, что и при электронографических исследованиях с той лишь разницей, что вместо шайбочек здесь используются препараторские сетки. Полученная сетка с подложкой выбивается нужного диаметра, помещается в патрончик с держателем образца и на нее наносится капля супензии. После высыхания препарат просматривается под электронным микроскопом.

ГЛАВА III

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕРИЦИТОВ ИЗ ГЛАВНЕЙШИХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

1. Алавердский рудный район

Алавердский рудный район расположен в северной части территории Армянской ССР и входит в Сомхето-Карабахскую зону Малого Кавказа.

Вопросам геологического строения района посвящены работы В. Г. Грушевого (1930), И. Г. Магакьяна (1947, 1952, 1960), О. С. Степаняна (1950), А. Т. Асланяна (1949, 1958), С. С. Мкртчяна (1957), Н. Р. Азаряна (1959, 1963), Г. А. Казаряна (1959), П. Ф. Сопко (1959, 1961), А. А. Габриеляна (1964), С. А. Зограбяна (1966), Р. Л. Мелконяна (1967), С. И. Баласаняна (1968), С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца, Э. А. Хачатуриана (1968) и многих других.

В геологическом строении района участвуют в основном эф-фузивные и субвулканические образования юрского, частично мелового, палеогенового и четвертичного возраста. Представлены они кварцевыми плагиопорфираторами, андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, липаритами и липарито-дацитами.

Интузивный магматизм, проявившийся в Алавердском районе в мезозойское и третичное время, характеризуется внедрением интузий преимущественно диоритового, кварцево-диоритового, плагиогранитового и гранодиоритового состава.

В структурном отношении Алавердский рудный район входит в состав северо-западной части Алавердского антиклиниория. Последний представляет собой одну из наиболее крупных структурных единиц Сомхето-Карабахского мегаантиклиниория.

а. Ахтальское месторождение

Ахтальское месторождение расположено в ущелье р. Назик-су, левого притока р. Учкилиса. В структурном отношении оно приурочено к северо-восточному крылу Алавердской антиклинали.*

Участок месторождения сложен в основном порфиритами дебедской свиты и кварцевыми плагиопорфирами, к контактовой полосе которых и тяготеет оруденение. Широкое распространение на месторождении имеют также жильные образования, представленные дайками порфиритов, диабазовых порфиритов и др. Эти тела имеют северо-западное, северо-восточное и близмеридиональное простирание при углах падения $70-80^{\circ}$, иногда $30-40^{\circ}$.

Основными рудоконтролирующими структурами на площади месторождения являются нарушения (сбросы и сдвиги) северо-восточного и близмеридионального простирания. В центральной части месторождения проходит крупный меридиональный разлом, контролирующий часть рудных тел. Рудные тела имеют форму плоских линз и гнезд мощностью иногда до 8-12 м. Очень редки небольшие зоны прожилково вкрапленных руд. Основные рудообразующие минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, пирит. В резко подчиненном количестве встречаются теннантит, аргентит, станин и др. Из нерудных минералов преобладают серпентит, хлорит, карбонаты и др.

Согласно данным С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца, Э. А. Хачатуряна (1968), на месторождении выделяются следующие стадии минерализации: 1) серноколчеданная, 2) медно-цинковая, 3) полиметаллическая, 4) сульфатная (баритовая) и 5) карбонатная.

Как было отмечено выше, основная масса полиметаллического и баритового оруденения на Ахтальском месторождении локализована в виде линз в контактовой части кислых кварцевых плагиопорфиров с андезитовыми порфиритами дебедской свиты.

* Наиболее подробно вопросы геологического строения Ахтальского месторождения освещены в работах: В. Г. Грушевого (1931); О. С. Степаняна (1938); Н. А. Фокина (1946); И. Г. Магакьяна (1947); С. С. Мкртчяна (1957); Э. А. Хачатуряна (1957); М. Л. Лачиняна; Б. С. Вартапетяна (1958); А. Г. Каizarяна; Н. М. Чернышова; С. А. Зограбяна (1966) и др.

На месторождении по кварцевым плагиопорфирам образовались вторичные кварциты, а андезитовые порфириты пропилитизированы в узкой полосе вблизи контакта с рудными телами.

Во вторичных кварцитах Э. М. Налбандром выделены следующие фации: монокварцевая, кварц-диккитовая, кварц-пирофиллитовая, серицит-кварцевая.

В выделенных фациях гидротермально измененных пород серицит является наиболее распространенным минералом и присутствует повсеместно. Обильная серицитизация наблюдается также в дорудных дайках габбро-диабазов. Наибольшим распространением серицит пользуется в серицит-кварцевой фации вторичных кварцитов. В монокварцевой фации вторичных кварцитов небольшие скопления серицита находятся в промежутках между отдельными зернами кварца (рис. 7).



Рис. 7. Небольшие скопления серицита между зернами кварца (монокварцевая фация). Ник.+^x, увеличение 75^х.

В этих же породах, наряду с кварцем и серицитом, отмечаются сфалерит и пирит в разных количествах. В серицит-кварцевой фации серицит в основном распределен равномерно по всей массе породы. Иногда отдельными участками наблюдаются скоп-



Рис. 8. Участок скопления мономинерального мелкочешуйчатого серицита (серицит-кварцевая фация). Ник. +, увеличение 75 х.

ления мономинерального мелкочешуйчатого серицита (рис. 8). В этих породах часто наблюдаются сфалерит и пирит, причем зерна последнего в большом количестве. Нередко наличие большого количества мелких зерен пирита по всей массе породы придает ей серицит-кварц-пиритовый облик. Сильная переработанность вторичных кварцитов не дает возможности проследить последовательность замещения серицитом отдельных минералов, слагающих кварцевые плагиопорфиры. В тех частях выходов кварцевых плагиопорфиров, в которых порода сохранила свой первоначальный облик, серицит наблюдается в краевых частях фенокристаллов альбитизированного плагиоклаза. Иногда серицит полностью замещает плагиоклаз, от которого остается лишь контур (рис. 9). Редко в основной массе встречаются тесные срастания хлорита с серицитом (рис. 10). Небольшое количество серицита наблюдается в приконтактовой с кварцевыми плагиопорфирами части порfirитов. В этой части андезитовых порfirитов, в меньшей мере изменившей свой первоначальный облик, наблюдается замещение фенокристаллов аль-

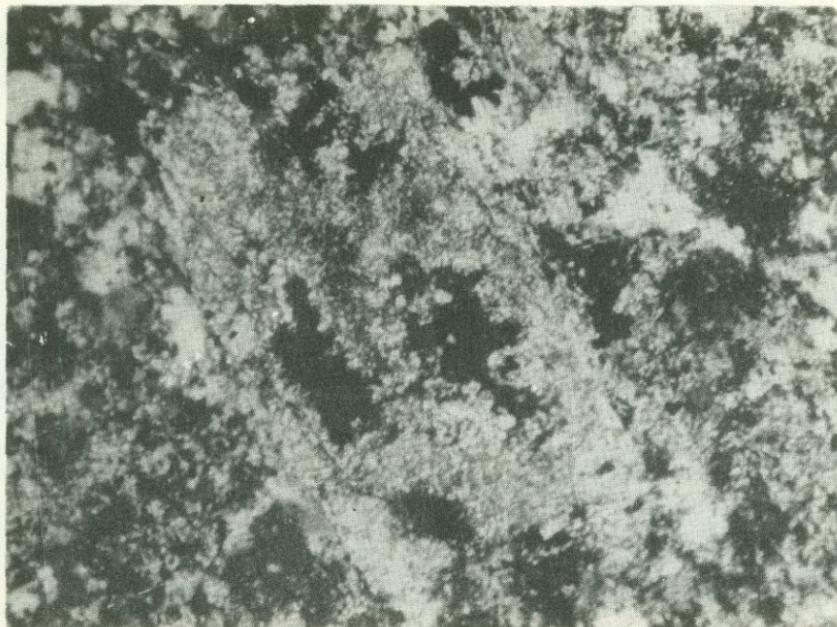


Рис. 9. Полное замещение кристалла плагиоклаза серицитом.
Ник. + , увеличение 75^X.

битизированного плагиоклаза кальцитом, серицитом и хлоритом. В основной хлорит-плагиоклазовой массе порою встречаются тесные срастания серицита с хлоритом, а также кварц, рутил и т.д.

В дорудных дайковых образованиях, близких по составу к порфиритам (габбро-диабазы), серицит распределен неравномерно. В тех участках, которые расположены в интенсивно серицитированных породах, наблюдается обильная серицитизация с полным изменением первоначального облика породы и выделением кварца, хлорита и т.д. В породе часто встречается рутил. Так же, как и в андезитовых порфиритах дебедской свиты, серицит в дайках развит в основном по альбитизированным порфировым выделениям плагиоклаза.

Электронномикроскопические исследования показали, что серициты, отобранные из зоны линзы, в основном представлены полупрозрачными пластинками изометричной формы с неправильными очертаниями (рис. 11). Размеры этих пластин колеблются в довольно широких пределах – от 0,2 до 1,5 мк.

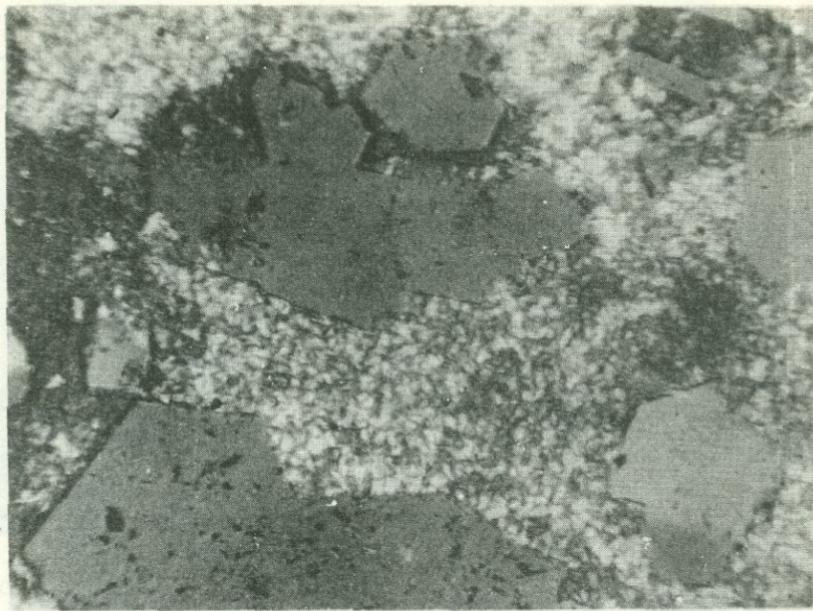


Рис. 10. Тесные срастания серицита с хлоритом в основной массе. Ник. +, увеличение 75^х.

Иногда наблюдаются очень тонкие пластинки удлиненной формы, достигающие длины до 2,5 мк при ширине порядка 0,5 мк.

Несколько отличны размеры и морфология серицитов из даек. Здесь они представлены полупрозрачными, иногда очень тонкими (зачастую края пластинок ~~вернуты~~) пластинками изометричной формы со средним размером частиц порядка 0,7 мк (рис. 12).

Как отмечалось, обычные методы минералогических исследований не применимы в изучении особенностей строения серицитов, ввиду их мелкочешуйчатости и практической невозможности получения мономинеральных проб. Учитывая вышеизложенное, изучение структурных особенностей серицитов, имеющих широкое распространение на месторождении, производилось методом электронографии.

Детальные электронографические исследования позволили выявить наличие различных политипных модификаций серицитов на Ахтальском барит-полиметаллическом месторождении (табл.4), выяснить их пространственное размещение и различия в зависимости от удаления от рудных тел.

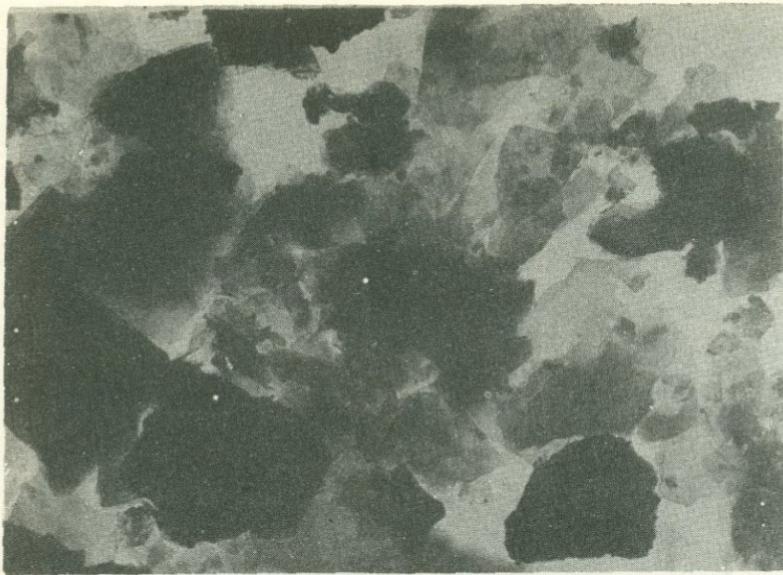


Рис 11 Микроморфология кристаллов серицита из зоны линзы №11. Суспензия. Увеличение 12000^х.

Наиболее полно выявленные особенности представлены на горизонте штольни № 16 (рис. 13).

В кварцевых плагиопорфирах, южнее зоны расположения линзы №11, в полосе, где развита серицит-кварцевая фация, наблюдается преобладание серицита политипной модификации 1M ($1M \gg 2M_1$). С удалением от линзы количество 1 M уменьшается. Максимальное расстояние от линзы, где еще наблюдается присутствие политипа 1M, составляет порядка 50 м (по шт. №16). Затем в том же направлении широким распространением пользуется серицит политипной модификации 2M₁.

При изучении серицитов в ряде образцов, отобранных из пород, расположенных на расстоянии 300м от штрека №12, нами был обнаружен пирофиллит политипной модификации 2M₁ (рис. 14) с параметрами элементарной ячейки:

$$a = 5,13 \text{ \AA}$$

$$b = 8,93 \text{ \AA}$$

$$c = 18,7 \text{ \AA}$$

$$\beta = 95$$

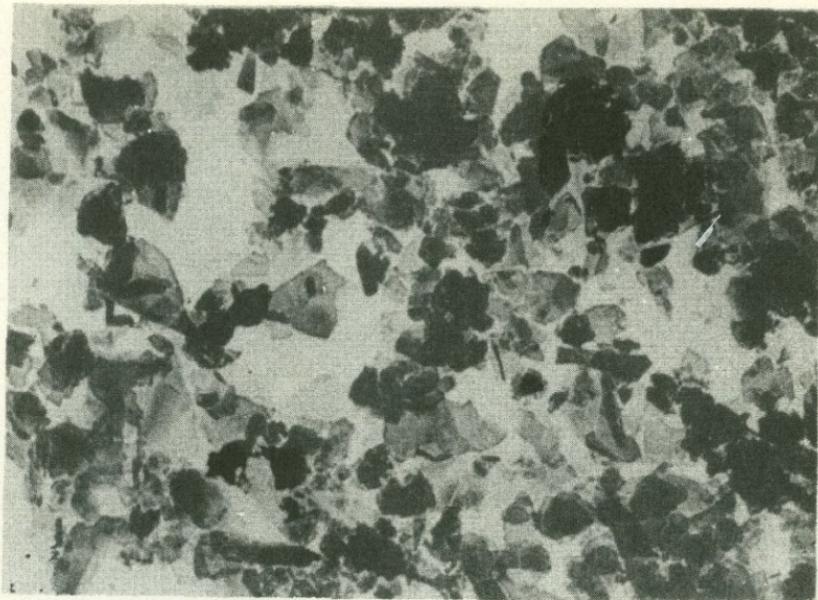


Рис. 12 Микроморфология кристаллов серицита из дайки. Сус-
пензия. Увеличение 12000^х.

Аналитическая запись подобной структуры по данным Б. Б. Звягина и др. (1968) $\sigma_3 \tau_5 \sigma_3 \tau_1 \sigma_3$.

Обнаружение зоны измененных пород с содержанием значительного количества пирофиллита послужило Э. М. Налбандяну основой для выделения отдельной кварц-пирофиллитовой фации.

Пирофиллит ранее описывался как редко встречающийся минерал. Он представлен мелкочешуйчатыми агрегатами, с которыми в тесных срастаниях встречаются пирит и кварц. В периферийных частях чешуи пирофиллита несколько крупнее и зачастую наблюдается телескопирование его серицитом.

Кварц-пирофиллитовая фация постепенно сменяется серицит-кварцевой фацией. Вблизи выделенной кварц-пирофиллитовой фации находится серноколчеданная линза. Этим, по-видимому, и обусловлено наличие в направлении на юго-запад от кварц-пирофиллитовой фации серицит-кварцевой фации с преобладанием серицита политипной модификации 1M ($1M + 2M_1$). Далее в том же направлении вновь обнаружен серицит политипной модификации $2M_1$.

Таблица 4

Параметры элементарных ячеек серicitов Ахтальского месторождения

№ № пп	№ № обр.	Исходная порода	Параметры элементарной ячейки серикита				Политипная модификация	Примечание
			a Å	b Å	c Å	β, α		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Горизонт + 8,5 м.								
1	180	Кварцевый плагиопорфир	5,17	8,96	10,33 20,40	101° 95°30'	1M > 2M ₁	
2	182	-"-	5,17	8,96	10,27 20,30	101° 95°30'	1M > 2M ₁	
3	184	-"-	5,17	8,96	10,30 20,36	101° 95°30'	1M > 2M ₁	
4	186	-"-	5,17	8,96	20,35	99°24'	2M ₂	
5	189	Линза	5,17	8,96	20,22	99°24'	2M ₂	
6	191 ^a	Даечная порода	5,17	8,96	10,10	101°	1M	
7	193	Кварцевый плагиопорфир	5,17	8,96	20,20	100°	2M ₂	
8	200	-"- №11	5,17	8,96	20,20	100°10'	2M ₂	
9	212	-"-	5,17	8,96	20,24	100°08'	2M ₂	
10	214	Порфиры	5,17	8,96	10,33 20,40	101° 95°30'	1M > 2M ₁	Примесь хлора с b = 9,23 Å
11	215	-"-	5,17	8,96	10,20	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с b = 9,23 Å
					Горизонт штолни № 16			
12	588	Порфирит	5,18	9,00	10,13 20,00	100°48' 95°30'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с b = 9,21 Å
13	585	Даечная порода	5,18	9,00	10,20	100°30'	1M	Примесь хлорита с b = 9,21 Å
14	582	Порфирит	5,20	9,00	10,26 19,95	101° 95°52'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с b = 9,23 Å
15	1120	-"-	5,18	9,00	10,30 20,40	100°50' 95°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с b = 9,23 Å
16	1103	Даечная порода	5,18	9,00	10,20	101°	1M	
17	576	Порфирит	5,18	9,00	20,19	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с b = 9,23 Å
18	1134	Кварцевый плагиопорфир	5,14	8,92	10,20 20,10	100° 95°10'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с b = 9,23 Å
19	1137	-"-	5,17	8,96	10,17	100°	1M > 2M ₁	
20	1135	-"- Линза	5,17	8,96	20,30	100°10'	2M ₂	
21	1139	-"- №11	5,17	8,96	20,10	100°	2M ₂	
22	1151	Кварцевый плагиопорфир	5,17	8,96	10,23 10,20	100°50' 95°50'	1M + 2M ₁	
23	1161	Даечная порода	5,17	8,97	10,15	101°	1M	
24	1163	Кварцевый плагиопорфир	5,17	8,96	20,27	95°30'	2M ₁ + 1M	
25	1166	-"-	5,18	8,96	20,20	95°20'	2M ₁	
26	1170	-"-	5,17	8,96	18,98	95°50'	2M ₁	
27	1184	-"-	5,18	8,97	20,17	95°30'	2M ₁	
28	1187	-"-	5,16	8,96	20,10	95°	2M ₁	
29	1188	-"-	5,13	8,92	18,70	95°	2M ₁	Пирофиллит
30	1192	-"-	5,17	8,96	10,20	101°	1M > 2M ₁	
31	1194	-"-	5,17	8,96	10,16	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с b = 9,23 Å
32	1196	-"-	5,17	8,96	20,26	95°20'	2M ₁	
33	1222	-"-	5,17	8,96	10,40	100°12'	1M ₁	
34	1225	-"-	5,17	8,96	10,42	100°20'	1M	Примесь хлорита с b = 9,23 Å

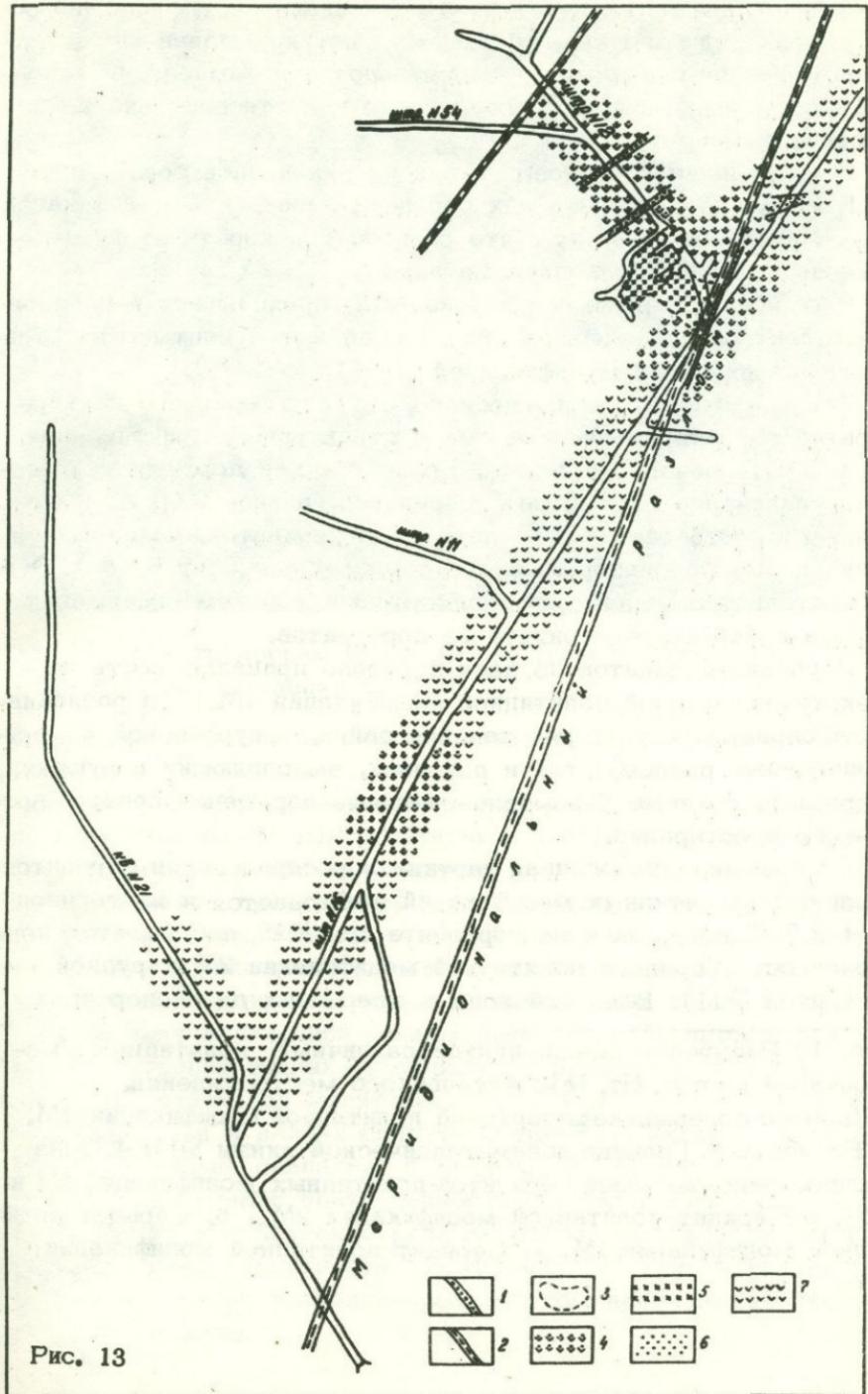


Рис. 13

Наличие высокотемпературной модификации $2M_1$ в удаленных от рудных тел участках, по нашему мнению, вызвано тем, что гидротермальный процесс начался задолго до выпадения основной массы промышленного оруденения при относительно более высоких температурах.

Исследование образцов, взятых из рудоносной зоны линзы №11, показало наличие в них серицита политипной модификации $2M_2$. Интересно отметить, что распространенность этой модификации совпадает с контурами линзы.

В образцах, взятых из штрека №12, проходящего в порфиритах, электронографически были определены серициты с преобладающей политипной модификацией $1M$ ($1M > 2M_1$).

Таким образом, было выяснено, что для серицитов из порфиритов характерно наличие смеси структурных модификаций $1M$ и $2M_1$, причем $1M > 2M_1$. Кроме того, в порфиритах отмечено увеличение параметра \bar{a} серицитов, равное $9,00 \text{ \AA}$, в отличие от соответствующего параметра серицитов, находящихся в кварцевых плагиопорфирах, который равен $8,96 \pm 8,97 \text{ \AA}$. Это обстоятельство, видимо, объясняется повышением содержания железа в структуре серицита из порфиритов.

Изучение серицитов из даек показало принадлежность их к низкотемпературной политипной модификации $1M$. Эта разновидность серицита характерна как для дайки, приуроченной к меридиональному разлому, так и для даек, выполняющих нарушения, оперяющие крупные близмеридиональные нарушения северо-восточного простирания.

Совершенно аналогичная картина в распределении серицитов различных политипных модификаций наблюдается и на горизонте + 8,5. Здесь, как и на горизонте шт. №16, наблюдается приуроченность серицита политипной модификации $2M_2$ к рудной зоне (лине №11). Вне этой зоны в кварцевых плагиопорфирах

Рис. 13 Распределение серицитов различных политипных модификаций на гор. шт. №16 Ахтальского месторождения.

1. Дайки с содержанием серицита политипной модификации $1M$.
2. Разломы. 3. Граница полиметаллической линзы №11. 4. Зона распространения смеси серицитов политипных модификаций $1M$ и $2M_1$. 5. Серицит политипной модификации $2M_2$. 6. Серицит политипной модификации $1M$. 7. Серицит политипной модификации $2M_1$.

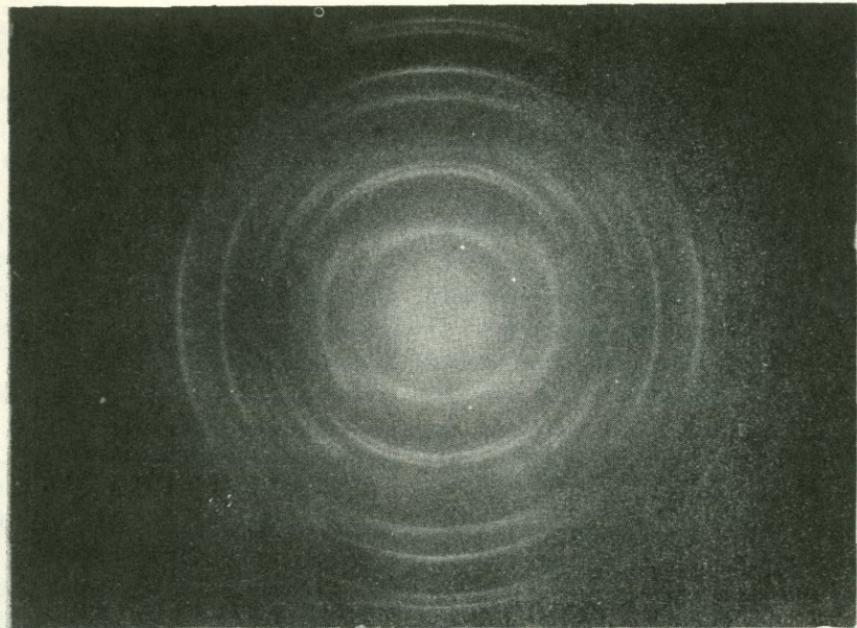


Рис. 14 Электронограмма косой текстуры пирофиллита из Ахтальского месторождения ($\varphi = 60^\circ$).

широко распространен серицит политипной модификации $1M_1$ ($1M > 2M_1$).

Как видно, вышеприведенная закономерность в распределении серицитов различных политипных модификаций выдерживается и в вертикальном направлении.

В результате проведенных электронографических исследований можно сделать выводы о том, что гидротермальный процесс на месторождении протекал при относительно высоких температурах, в результате чего и во вмещающих породах образовался серицит политипной модификации $2M_1$. Отложение руд при сравнительно низких температурах привело к образованию серицитов политипной модификации $1M_1$. Наличие серицита той же модификации в дайках свидетельствует об их дорудном возрасте, что вполне совпадает с данными С. А. Зограбяна.

Отмечаемая выше приуроченность серицита политипной модификации $2M_2$ к собственно рудным телам, линзам, свидетельствует, по всей вероятности, об условиях их кристаллизации. Возможно, что не последняя роль в этом принадлежит скорости кристаллизации.

б. Шамлугское месторождение

Шамлугское месторождение расположено в долине р. Учки-лиса^х, в 10 км к северо-востоку от Алавердского месторождения.

В структурном отношении оно приурочено к северо-восточному крылу Алавердской антиклинали. Геологический разрез участка месторождения представлен дебедской, кошабердской и алаверди-шамлугской свитами, которые интенсивно гидротермально изменены: окварцованны, серицитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Породы этих свит прорезаны целой серией жильных образований различного состава.

Большим развитием на месторождении пользуются разрывные нарушения, имеющие широтное, северо-восточное и северо-западное простирации. Чаще всего рудные тела тяготеют к широтным нарушениям.

Наиболее крупные рудные тела, ныне отработанные в виде штоков и линз, были приурочены к кислым эфузивам (кварцевым кератофирам) алаверди-шамлугской свиты. Разрабатываемые в настоящее время рудные тела залегают в породах кошабердской свиты и имеют форму жил. Мощности жил изменчивы: от нескольких сантиметров до трех метров. По вещественному составу руды Шамлугского месторождения сернокопчеданные, меднокопчеданные и реже полиметаллические. Минеральный состав их простой: представлены они в основном лиритом, халькопиритом, реже сфалеритом и галенитом. Присутствуют также борнит, теннантит и др. Из нерудных минералов широко распространены кварц, серицит, барит, ангидрит, гипс, карбонаты, хлорит и др. Текстура руд массивная и брекчиеобразная.

Промышленные скопления меднокопчеданных руд Шамлугского месторождения приурочены к горизонту гидротермально измененных кислых эфузивов "кератофиров" и покаликованы в виде штоков, линз и жил.

В районе месторождения большим площадным распространением пользуются различные гидротермальные изменения пород типа региональной пропилитизации. Кроме поступланических

х Сведения о Шамлугском месторождении приводятся в работах В. Г. Грушевого (1932); Н. Я. Монахова; О. С. Степаняна и Н. Я. Монахова; И. Г. Магакьяна (1947, 1960); Б. С. Вартапетяна (1964); Э. А. Хачатуриана (1957, 1959); П. Ф. Сопко (1959, 1961); С. С. Мкртчяна и др. (1968); и многих других.

дорудных изменений, Э. М. Налбандяном выделяются также окопотрещинные предрудные пропилиты стадии кислотного выщелачивания. Последние наложены на региональную пропилитизацию и генетически связаны с локализацией оруденения. Непосредственно к рудным телам приурочены окорудные изменения пород, выраженные хлоритизацией, серитизацией, окварцеванием.

Проявившаяся на Шамлугском месторождении предрудная пропилитизация выражена в образовании альбита, хлорита, карбоната, серицита, кварца и др. минералов, создающих различные парагенетические ассоциации. Зональные распределения этих ассоциаций дают возможность выделять различные минеральные фации: альбит-карбонат-хлоритовая фация с серицитом, хлорит-карбонат-кварцевая фация с серицитом, хлорит-серит-кварцевая и серит-кварцевая.

Альбит-карбонат-хлоритовая фация с серицитом и кварцем наблюдается в удаленных от оруденения участках, являясь внешним обрамлением фаций предрудных пропилитов.

Хлорит-карбонат-кварцевая фация с серицитом простирается внизы разреза пропилитизированных пород в районе Шамлугского месторождения и расположена в основном в котшабердской свите.

Серицит в породах этих фаций дает тесные срастания с хлоритом и кальцитом и зачастую вместе с ними и кварцем развивается по альбиту (рис. 15).

Хлорит-карбонат-кварцевая фация постепенно переходит в хлорит-серит-кварцевую, имеющую большое распространение в средних частях разреза пропилитизированных пород. Наблюдающееся иногда выпадение хлорита из данной фации придает породе серицит-кварцевый облик. Серит вместе с хлоритом составляет примерно 20–30% основного минерального состава фации. Серит здесь мелкочешуйчатый, обычно создающий ореолы вокруг зерен пирита.

Более локальное развитие на вертикальном разрезе месторождения имеет закономерно сменяющая хлорит-серит-кварцевую серицит-кварцевая фация. Эта фация, являясь наиболее выщелоченной фацией предрудных пропилитов, приурочена к зонам обильной трещиноватости. В отличие от серицит-кварцевой фации вторичных кварцитов, состоящих лишь из серицита и кварца, здесь иногда присутствуют: барит, хлорит, карбонат, рутил, анатаз и др. минералы. Серит и хлорит в выделенных фациях пользуются наибольшим распространением.

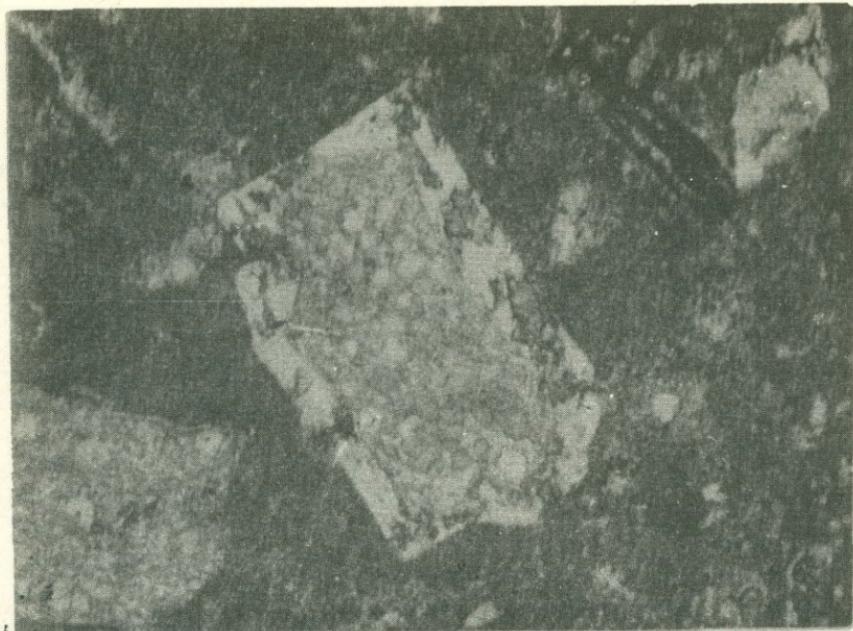


Рис. 15. Развитие серицита совместно с хлоритом и кальцитом по альбиту. Ник +, увеличение 75^X.

Во внешних фациях пропилитов серицит часто встречается в фенокристаллах альбитизированного плагиоклаза наряду с хлоритом и карбонатом при незначительном содержании его в основной массе породы, где преобладает хлорит. В направлении к внутренним фациям, там, где порода полностью изменила свой первоначальный облик, серицит **обильно** развит в основной массе породы, находясь в тесных срастаниях с хлоритом. В ряде случаев наблюдаются сохранившиеся контуры порфировых выделений плагиоклаза, полностью замещенные серицитом (рис. 16).

Увеличение количества серицита во внутренних фациях объясняется возрастающей активностью калиевого метасоматоза, приведшего к образованию этого минерала, и за счет хлорита.

Хлорит в выделенных фациях представлен магнезиально-железистыми разновидностями: рипидолитом, грохауитом, а также определенным нами электронографически шамозитом, в отличие от хлоритов в региональных пропилитах, где он представлен в основном магнезиальными разновидностями (пеннин, клинохлор).

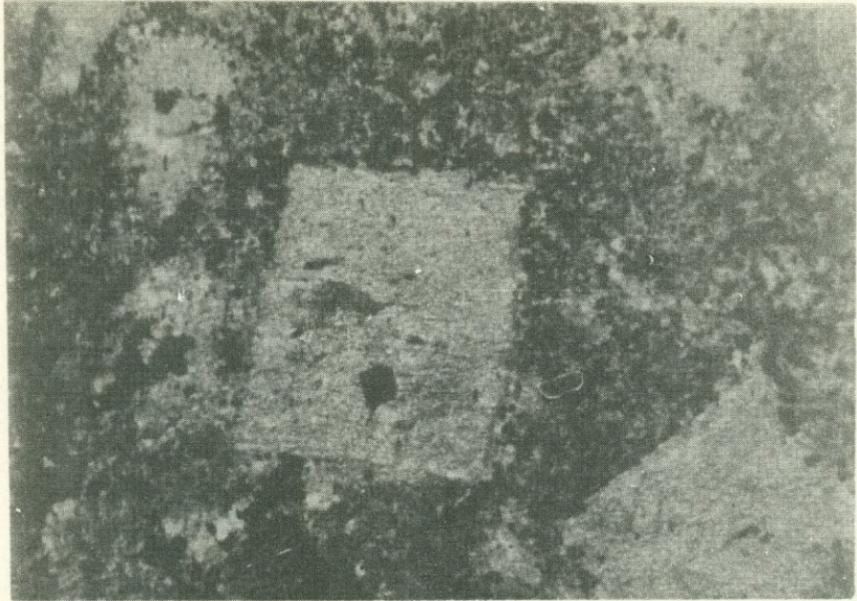


Рис. 16. Замещение порфировых выделений плалиоклаза серицитом. Ник +, увеличение 75^X.

Электронномикроскопические исследования серицитов Шампурского месторождения показали следующее. На гор. - 140 м серицит представлен в основном тонкими полупрозрачными пластинками неправильной формы, зачастую с закрученными краями. Очертания этих пластинок округлые, иногда остроугольные, размеры пластинок от 0,2 до 4·мк (рис. 17). Очень редко (в районе полиметаллической жилы) встречаются удлиненные формы. Иногда наблюдаются серициты с размытыми краями пластинок.

На гор. - 115 м серицит представлен теми же формами, иногда встречаются продолговатые формы пластинок, достигающих длины 3+4 мк при ширине порядка 0,6 мк. В районе линзы №9 наблюдаются серициты, представленные шестиугольными пластинками.

На гор. - 90 м частота наличия шестиугольных форм среди пластинок серицитов увеличивается, связаны они с серицитами политипной модификации 2M₁. Особенно много их вблизи линзы №9. Иногда встречаются также продолговатые и остроугольные пластинки.

Серицит, взятый из зоны контакта вмещающей породы с жи-

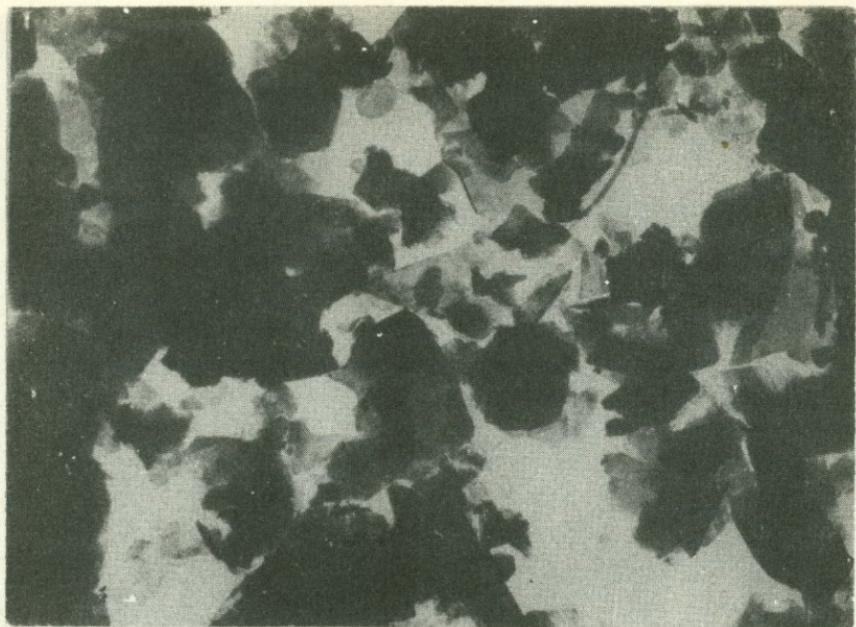


Рис. 17 Микроморфология кристаллов серицита из вмещающих оруденение пород Шамлугского месторождения. Суспензия. Увеличение 10000^X.

лой №5 (обр. 745 на гор - 60 м.), характерен удлиненной формой пластинок, достигающей длины порядка 2 мк, при ширине $0,3 \div 0,4$ мк (рис. 18).

Очень тонкими полупрозрачными, изометричными, иногда продолговатыми с округлыми или остроугольными очертаниями представлены пластинки серицитов на гор. - 32 м. Размеры этих пластинок колеблются от 0,3 до 2мк.

Проведение детальных электронографических исследований вдоль медноколчеданной жилы №5 на горизонтах - 140 м, - 90м, - 60м; линзы №9 на горизонтах - 140м, - 115м, - 90м, - 60 м; жил №№ 10, 12, на горизонтах - 140 м, - 115 м, - 90 м, - 32 м, жилы №11 на горизонтах - 60 м и - 32 м, а также выборочные определения модификаций серицитов вдоль апофизы штока "КЛ" на горизонтах - 90 м, - 60 м, и + 17 м и линзы №4^a на горизонте + 17 м выявили ряд более четких закономерностей (рис. 19 табл. 5).

Так, например, вдоль жилы №5 на горизонте - 140 м на расстоянии около 5м со стороны лежачего бока и до 20-м со

Таблица 5

Параметры элементарных ячеек серицитов из Шамлугского месторождения

№№ пп	№№ обр.	Исходная порода	Параметры элементарной ячейки				Политипная модификация	Примечание
			a Å	b Å	c Å	β		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Горизонт - 140 м								
1	227	Породы кошабердской	5,178	8,958	"	95°	2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,234 Å
2	239	свиты	5,184	8,988	19,8		2M ₁	Примесь двух триоктаэдрических минералов с параметрами: 1/a = 5,40 Å и b = 9,38 Å 2/a = 5,32 Å и b = 9,246 Å
3	258	-"-	5,18	8,994	19,62	95°	2M ₁	Примесь двух триоктаэдрических минералов с параметрами: 1/a = 5,40 Å и b = 9,37 Å 2/a = 5,30 Å и b = 9,249 Å
4	265	-"-	5,177	8,978			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,24 Å
5	269	-"-	5,148	8,940	19,62	101°	1M > 2M ₁	Примесь триоктаэдрического минерала с параметрами a = 5,40 Å и b = 9,38/шамозит/
6	271	-"-	5,178	8,976			1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром: b = 9,226 Å
7	272	-"-	5,174	8,983			1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,242 Å
8	275	-"-	5,174	8,979			1M > 2M ₁	
9	278	-"-	5,176	8,981			1M > 2M ₁	
10	282	-"-	5,174	8,981			1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,240 Å
11	286	-"-	5,172	8,977			1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,226 Å
12	296	-"-	5,177	8,981			1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,237 Å
13	301	-"-	5,179	8,995			1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,246 Å
14	308	-"-	5,178	8,986			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,232 Å
15	313	-"-	5,178	8,978			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,230 Å
16	318	-"-	5,187	8,988			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,234 Å
17	328	-"-	5,17	8,98			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,243 Å
18	333	-"-	5,18	8,98			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,218 Å
19	387	-"-	5,18	8,98			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,234 Å
20	374	-"-	5,172	8,97			2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,227 Å

*Отсутствие значений параметров c и β не связано с несовершенностью структуры.

Нас в данных образцах интересовали точные значения параметров a и b серицитов и присутствующих в виде примесей в них хлоритов.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
21	376	Породы кошабердской свиты	5,172	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,216 Å
22	380	-"-	5,18	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å
23	385	-"-	5,168	8,97		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,216 Å
24	386	-"-	5,168	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,234 Å
		линия №9						b = 9,24 Å
25	388	-"-	5,176	8,97		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,234 Å
26	396	-"-	5,18	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å
27	399	-"-	5,172	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,234 Å
28	406	-"-	5,18	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,234 Å
29	408	-"-	5,176	8,988		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,252 Å
30	417	Прожилок руды	5,172	8,976		1M ₁ > 2M ₁		
31	435	Породы кошабердской свиты	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,222 Å
32	438	-"-	5,17	8,96	18,78	95°30'	Примесь хлорита с параметром	b = 9,23 Å
33	441	-"-	5,17	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	
34	446	-"-	5,184	8,97		2M ₁		
35	449	-"-	5,17	8,96	19,70	95°50'	2M ₁	
36	450	-"-	5,17	8,96	20,00	95°30'	2M ₁	
37	457	-"-	5,17	8,96	19,92	95°20'	2M ₁	
38	458	-"-	5,17	8,96	19,72	95°30'	2M ₁	
39	459	-"-	5,17	8,96		2M ₁		
40	461	-"-	5,17	8,96	19,74	95°30'	2M ₁	
41	477	-"-	5,17	8,96	9,92	100°50'	1M ₁	
42	478	-"-	5,16	8,96	9,93	101°	1M	
43	479	-"-	5,17	8,96	9,94	101°	1M	
44	481	-"-	5,17	8,96	9,94	101°	1M	
45	482	-"-	5,18	8,96	10,05	101°	1M	
			полиметаптический прожилок					
46	485	-"-	5,18	8,98	10,12	101°	1M	
47	486	-"-	5,20	9,00	10,14	101°	1M	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
48	488	-"-	5,19	8,98	10,22	101° 10'	1M	
49	489	-"-	5,18	8,98	10,23	101°	1M	
50	490	-"-	5,18	8,98	10,22	100° 30'	1M	
			Горизонт - 115 м.					
51	493	-"-	5,18	8,96	10,48	95° 48'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,23 \text{ \AA}$
52	504	-"-	5,17	8,97	9,93	101°	1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,22 \text{ \AA}$
			18,70		95° 30'			
53	506	-"-	5,18	8,97	10,02	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,23 \text{ \AA}$
			18,84		95° 30'			
54	508	-"-	5,18	8,97	10,00	101°	1M > 2M ₁	
55	511	-"-	5,18	8,97	10,08	101°	1M > 2M ₁	
56	513	-"-	5,17	8,97	10,10	101°	1M, 2M ₁	
			20,08		95° 20'		Примесь хлорита с параметром	$b = 9,23 \text{ \AA}$
57	514	-"-	5,17	8,98	10,12	101°	1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,20 \text{ \AA}$
			жилы № 12		20,09		Примесь хлорита с параметром	$b = 9,20 \text{ \AA}$
58	534	-"-	5,17	8,97	18,80	95°	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,23 \text{ \AA}$
59	541	-"-	5,17	8,96	18,87	95° 30'	2M ₁	
60	544	-"-	5,18	8,97	18,88	95° 30'	2M ₁	
61	548	-"-	5,18	8,98	19,77	95° 40'	2M ₁	
62	549	-"-	5,18	8,99	19,84	95° 30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,26 \text{ \AA}$
			линия № 9		20,09			
63	552	-"-	5,17	8,98	10,78	95° 30'	2M ₁	
64	555	-"-	5,17	8,96	10,84	95° 50'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,22 \text{ \AA}$
65	560	-"-	5,17	8,97	10,72	95° 30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,22 \text{ \AA}$
66	563	-"-	5,17	8,96	10,77	95° 10'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,22 \text{ \AA}$
67	566	-"-	5,17	8,96	10,88	95° 37'	2M ₁ + 1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,21 \text{ \AA}$
			прожилок руды		101°			
68	568		5,17	8,96	10,78	95° 30'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,21 \text{ \AA}$
			9,96		101°			
			Горизонт -90 м.		101°			
69	28	-"-	5,17	8,98	19,98	95° 30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$ и $a = 5,28 \text{ \AA}$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
70	29	-"	5,17	8,96	10,03	101° 95°	1M > 2M ₁		
71	585	-"	5,172	8,970		2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметрами	b = 9,24 Å a = 5,28 Å	
72	589	-"	5,18	9,00	19,50	95°30'			
73	593	-"	5,18	8,964		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,216 Å	
74	587	-"	5,18	9,00	19,85	95°40'	Примесь хлорита с параметром	b = 8,28 Å	
75	601	-"	5,17	8,96	19,93	95°20'	2M ₁		
76	611	-"	5,178	8,988		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,228 Å	
77	614	-"	5,16	8,952		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,222 Å	
78	618	-"	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,21 Å	
79	618	-"	5,172	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,252 Å	
80	620	-"	5,176	8,988		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,234 Å	
81	606	-"	5,17	8,96	10,05	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	
82	622	-"	5,176	8,97		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,23 Å	
							1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å
83	623	-"	5,176	8,976		1M > 2M ₁			
84	624	-"	5,176	8,96		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,204 Å	
85	625	-"	5,17	8,96		1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,210 Å	
86	626	-"	5,18	8,96		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
87	629	-"	5,176	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром		
88	634	-"	5,18	8,984		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
89	636	-"	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,228 Å	
90	637	-"	5,172	8,958		2M ₁			
91	638	-"	5,176	8,980		2M ₁			
92	640	-"	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,210 Å	
93	641	-"	5,176	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,234 Å	
94	642	-"	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
95	643	-"	5,18	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
96	645	-"	5,18	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
97	646	-"	5,18	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
98	647	-"	5,184	8,988		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,258 Å	
99	650	-"	5,18	8,982		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
100	654	-"	5,18	8,982		2M ₁ + 1M	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
101	657	-"	5,176	8,982		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,246 Å	
102	658	-"	5,176	8,982		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
103	660	-"	5,176	8,976		1M > 2M ₁			
104	661	-"	5,176	8,982		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,228 Å	
105	662	-"	5,176	8,982		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,228 Å	
106	663	-"	5,176	8,976		1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,228 Å	
107	664	-"	5,172	8,970		2M ₁ > 1M ₁			
108	665	-"	5,176	8,976		2M ₁			
109	670	-"	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,236 Å	
110	671	-"	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,234 Å	
111	672	-"	5,176	8,976		2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24	
линия №9									
112	685	-"	5,18	8,988	19,45	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром	
113	687	-"	5,181	8,988	20,07	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром	
114	690	-"	5,176	8,979		1M ₁ > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,225 Å	
115	693	-"	5,176	8,984		2M ₁ > 1M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,247 Å	
116	695	-"	5,17	8,976		1M ₁ > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,231 Å	
117	696	-"	5,176	8,983		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,246 Å	
жилья №12									
118	697	-"	5,176	8,973		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,243 Å	
119	698	-"	5,173	8,976	9,93	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,243 Å
120	701	-"	5,176	8,974		1M > 2M ₁			
121	702	-"	5,174	8,976		1M > 2M ₁			
жилья №10									
122	714	-"	5,176	8,982		1M > 2M ₁			
123	718	-"	5,176	8,982		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,24 Å	
124	721	-"	5,176	8,976		1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,21 Å	
125	722	-"	5,176	8,970		1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,216 Å	
126	723	-"	5,176	8,976		1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,216 Å	
127	724	-"	5,18	8,976		2M ₁ > 1M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,222 Å	
128	726	-"	5,164	8,956		2M ₁			
129	727	-"	5,172	8,976		2M ₁			
Горизонт - 60 м									
130	744	-"	5,18	8,94	18,93	95°	2M ₁		
131	745	-"	5,17	8,96	10,00	100°50'	1M > 2M ₁		
132	747	-"	5,17	8,96	9,93	101°	1M > 2M ₁		

1	2	3	4	5	6	7	8	*	9
жила № 5									
133	748	-"-	5,17	8,96	9,98 19,77	101° 95°30'	1M > 2M ₁		
134	750	-"-	5,17	8,96	9,90 18,58	100°50' 95°30'	1M > 2M ₁		
135	753	-"-	5,17	8,96	9,90 18,58	100°50' 95°30'	2M > 1M		
136	755	-"-	5,17	8,96	20,08	95°48'	2M ₁		
137	757	-"-	5,17	8,96	19,73	95°30'	2M ₁		
138	760	-"-	5,17	8,96	19,75	95°18'	2M ₁		
139	766	-"-	5,17	8,97	9,98	101°	1M ₁ > 2M ₁		
жила № 11									
140	771	-"-	5,18	8,98	9,97	101°	1M > 2M ₁		
141	778	-"-	5,17	8,96	9,98 19,80	101° 95°	1M > 2M ₁		
жила № 10									
142	785	-"-	5,17	8,96	10,10 19,90	101° 95°30'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,23 Å
143	790	-"-	5,17	8,96	10,03 19,90	101°10' 95°30'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,23 Å
жила № 12									
144	794	-"-	5,17	8,96	10,02 19,87	101° 95°25'	1M > 2M ₁		
145	799	-"-	5,17	8,96	19,87	95°27'	2M ₁		
Горизонт - 32 м									
146	815	-"-	5,73	8,96	19,65	95°10'	2M ₁		
147	816	-"-	5,17	8,97	10,00	101°	1M ₁ > 2M ₁		
жила № 11									
148	823	-"-	5,17	8,972	19,80	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром	b = 9,22 Å
149	825	-"-	5,176	8,970	10,04 19,93	101° 95°	1M ₁ > 2M ₁		
жила № 10									
150	834	-"-	5,172	8,976	10,03 19,90	101° 95°10'	1M > 2M ₁		
жила № 12									
151	835	-"-	5,17	8,972	19,75	95°20'	2M ₁		

1	2	3	4	5	6	7	8	9
152	866	-"-	5,176	Горизонт № 11 м Жила	8,974 8,980	10,10 10,10	101° 101°	1M + 2M ₁ 1M > 2M ₁
153	869	-"-	5,178					Примесь хлорита с параметром б = 9,234 Å
				Горизонт + 17 м пинза № 4 ^a				Примесь хлорита с параметром б = 9,22 Å
154	846	-"-	5,176	8,974	10,00	100°45'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром б = 9,21 Å
155	851	-"-	5,176	8,976		2M ₁		Картина диффузная, примесь хлорита с параметром б = 9,21 Å
156	852	-"-	5,18	8,988	20,05	95°	2M ₁	Примесь хлорита с параметром б = 9,222 Å
157	853	-"-	5,176	8,974		1M + 2M ₁		б = 9,218 Å
158	861	-"-	5,18	8,982	10,40	100°42'	1M + 2M ₁	б = 9,210 Å
159	862	-"-	5,172	8,970	10,35	100°45'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром б = 9,228 Å
160	863	-"-	5,176	8,984	10,20	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром б = 9,222 Å
				апофиза штоки "КЛ"				

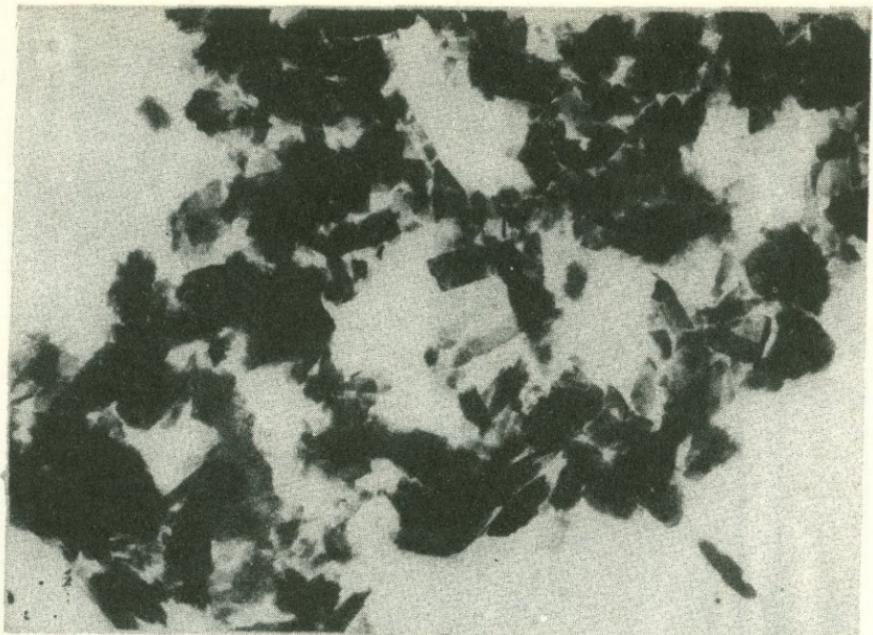


Рис. 18. Микроморфология кристаллов серицита из приконтактовой с жилой №5 породы. Суспензия. Увеличение 10000^х.

стороны висячего бока наблюдается сплошная зона с преобладанием серицита политипной модификации 1M ($1M > 2M_1$). В более удаленных от рудного тела частях разреза неизмененно наблюдается серицит политипной модификации $2M_1$, имеющий широкое распространение.

Анализ материала по жиле №5 на горизонте - 90 м показал уменьшение мощности зоны распространения серицита политипной модификации 1M (или смеси его с $2M_1$) по сравнению с горизонтом - 140 м. Здесь, в лежачем боку жилы, мощность этой зоны достигает порядка 0,5 м, в то время как в висячем боку его мощность составляет от 12 + 14 м. Вне этой зоны наблюдается опять сплошная распространность серицита политипной модификации $2M_1$.

На горизонте - 60 м в лежачем боку жилы №5 мощность зоны, содержащей серицит политипной модификации 1M, составляет 0,2 - 0,3 м при 10 - 12 - метровой мощности ее в висячем боку (рис. 19).

Таким образом, намечается уменьшение мощности зоны с преобладанием серицита политипной модификации 1M ($1M > 2M_1$).

в вертикальном направлении.

Мощность окорудной зоны с преобладанием серицита политипной модификации 1M превосходит мощность самой жилы (при средней мощности жилы №5, равной 0,6 м) в 20–25 раз и составляет примерно 15 м. Как правило, мощность этой зоны в ви-сячем боку значительно больше, чем в лежачем.

Аналогичный анализ образцов, взятых с горизонта – 115 м, – 90 м, вдоль жил №12 и 10 и жил №12, 10 и 11 с горизонтов – 60 м и – 32 м, также показывает наличие зоны с широким распространением в ней серицита с преобладанием политипной модификации 1M ($1M > 2M_1$) и подчиненным количеством модификаций $2M_1$.

Необходимо отметить также тот факт, что на горизонтах – 115 м, – 90 м и – 60 м участки преобладающего распространения серицита политипной модификации 1M сливаются и составляют обширную зону, приуроченную к жилам № 10, 11, 12. Мощность зоны порядка 110 м на горизонтах – 90 м и – 60 м. На горизонте – 115 м и мощность этой зоны достигает порядка 30 м.

Вместе с этим на горизонте – 32 м заметна строгая приуроченность этих жил к зонам. Здесь мощность полосы распространения окорудного серицита, представленного преобладанием политипной модификации 1M ($1M > 2M_1$), сильно уменьшается и составляет порядка нескольких метров по обе стороны от каждой жилы. В промежутках между этими зонами широким распространением пользуются серициты политипной модификации $2M_1$.

Как уже отмечалось выше, для подтверждения полученных результатов были проведены также выборочные определения политипных модификаций серицитов вдоль штока "КЛ" на горизонтах – 90 м, – 60 м, и + 17 м, а также линзы 4^a на горизонте + 17 м. Все полученные данные подтверждают изложенную выше закономерность, свидетельствующую о наличии серицитов двух политипных модификаций и о приуроченности к рудным телам политипной модификации $1M > 2M_1$.

Интересно отметить, что в ряде случаев на удаленных от основных рудных тел участках был также обнаружен серицит политипной модификации 1M с примесью незначительного количества $2M_1$ ($1M > 2M_1$). Дополнительная проверка имеющихся материалов показала наличие на этих участках маломощных медноколчеданных жил.

При изучении образцов, взятых из района полиметаллического прожилка на горизонте - 140 м, был обнаружен серицит только политипной модификации $1M$ без примесей.

Вместе со столь четкой закономерностью было замечено также, что вдоль линзы № 9, имеющей непостоянную мощность, на всех изученных горизонтах наблюдается широкое распространение серицита политипной модификации $2M_1$, взамен характерного для других рудных тел серицита политипной модификации $1M > 2M_1$.

Анализируя интенсивности рефлексов 111 и 021 на электронограммах серицитов из района линзы № 9, можно заметить, что наиболее характерная для модификации $2M_1$ тройка рефлексов 114, 024, 114 отличается повышенной интенсивностью рефлекса 024 в отличие от обычных диоктаэдрических слюд $2M_{13}$. По данным Б. Б. Звягина (1964), такое распределение интенсивностей характерно для варианта трехэтажного слоя, характеризуемого Fe^{2+} -октаэдрами с катионами К в выемках тетраэдрической сетки и замещением 1/4 атомов Si на Al.

Приуроченность серицита политипной модификации $2M_1$ к линзе № 9 свидетельствует, по всей вероятности, о том, что процесс рудоотложения начался при относительно высоких температурах, благоприятных для образования серицитов данной политипной разновидности.

Полученные общие закономерности свидетельствуют о том, что воздействие гидротермальных растворов на породы в начале гидротермального процесса, приведшего к образованию различных серицитсодержащих фаций предрудных пропилитов стадии кислотного вышелачивания, проходило при относительно высоких температурах. К этому времени относится и образование серицитов политипной модификации $2M_1$, имеющих широкое площадное распространение. В дальнейшем, синхронно с осаждением рудных компонентов, происходит образование серицитов политипных модификаций $2M_1$, $2M_1 + 1M$, $1M > 2M_1$.

При электронографическом определении политипных модификаций серицитов Шамлугского медноколчеданного месторождения нами было обращено внимание на вариации параметра b серицитов и присутствующих в них в виде примесей хлоритов, указывающих, как известно, на изменение содержания железа в структурах этих минералов (Hei, 1954, Shirozuy, 1958). Ранее некоторыми исследователями (С. О. Ачикгезян и Э. М. Налбандян 1968)

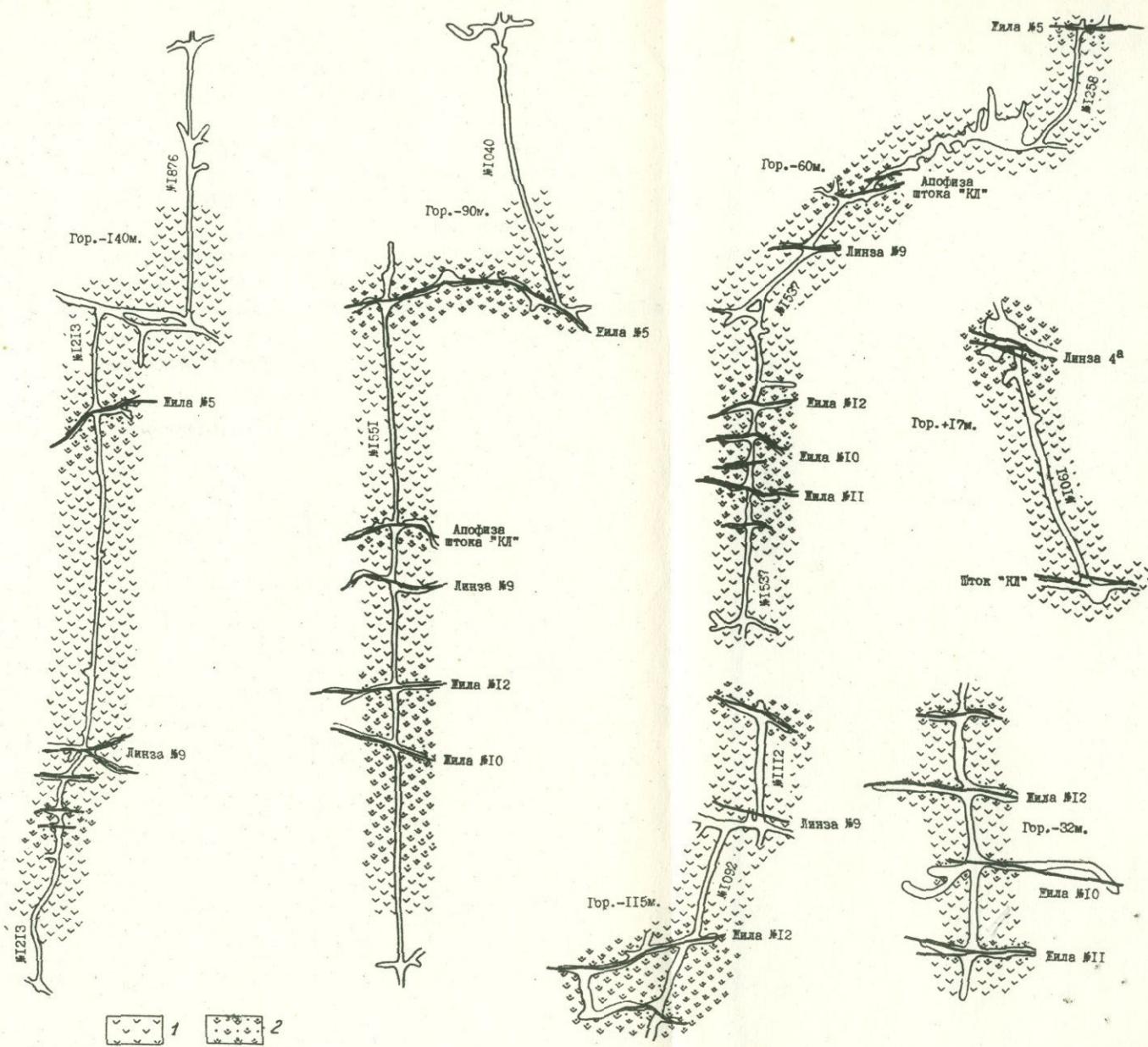


Рис. 19 Распределение политипных модификаций серицита на разных горизонтах Шамлугского месторождения.
1 – серицит политипной модификации $2M_1$. 2 – зоны с преобладающим распространением серицита политипной модификации $1M$.

были проведены массовые определения Nm хлоритов, также указывающих на содержание железа в них, вдоль колчеданных жил № 5, на гор. - 140 м и 12 на гор. - 90, - 60 и - 32 м Шамлугского месторождения. Эти определения показали закономерное возрастание показателя преломления Nm в хлоритах предрудных пропилитов от более низких вблизи рудных тел ($Nm = 1,600 - 1,603$) до более высоких в удаленных от него участках ($Nm = 1,603 - 1,612$). В окорудных участках в непосредственном контакте с рудными жилами наблюдается обратная картина. Как показывают замеры Nm хлоритов (рис. 20), здесь происходит уменьшение показателя преломления при удалении от рудного тела (у контакта с рудой Nm хлоритов = 1,614), а на некотором удалении от руды $Nm = 1,611$ далее повторяется вариация Nm хлоритов, описанная выше.

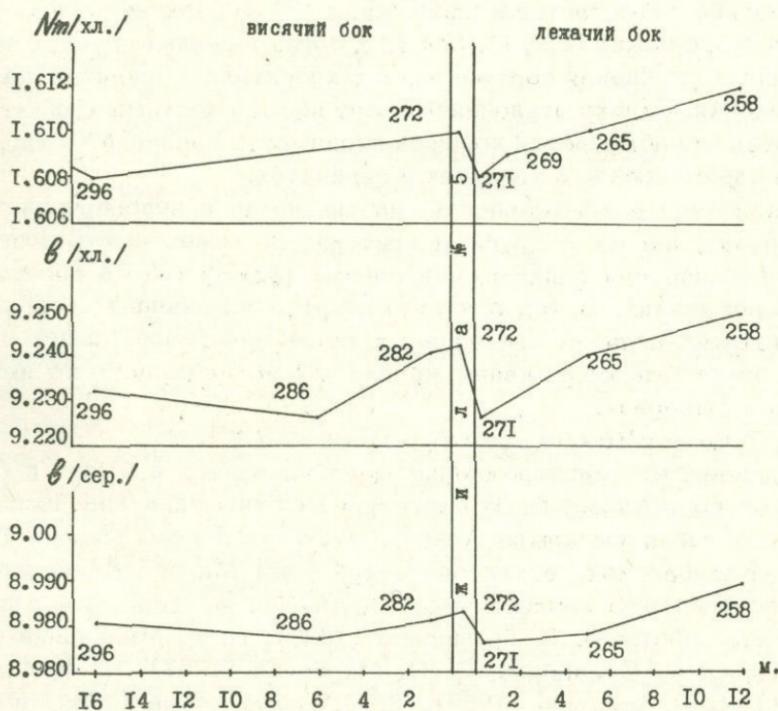


Рис. 20. Изменение Nm хлоритов и параметра β серицита и хлоритов в зависимости от удаления от рудного тела.

Подобная закономерность наблюдалась В. П. Логиновым и В. Л. Русиновым (1961, 1967) на некоторых колчеданных месторождениях Урала и объясняется ими диффузией железа от образующихся массивных залежей сульфидов.

Проведенные электронографические определения параметров ψ хлоритов и серицитов показали закономерные вариации ее, повторяющие ту же картину, что и выявленные при замерах №_м хлоритов. Так, например, на гор. - 140 м в районе жилы № 5 (рис. 20) наблюдаются повышенные значения параметра ψ хлоритов и серицитов вблизи рудного тела, что указывает на наличие в непосредственном контакте с рудной жилой окорудных хлоритов и серицитов с высоким содержанием в них железа. При удалении от жилы на расстоянии от 1 до 10 м наблюдается уменьшение параметра ψ с последующим его повышением при переходе в изменения предрудной стадии метасоматоза. Подобная же картина наблюдается и вдоль жилы № 5 на верхних горизонтах, а также вдоль жил № 10, 11, 12 и т. д. Лишь в редких случаях закономерные изменения параметров ψ в хлоритах и серицита дают отклонения. Однако отклонения носят весьма частный характер, и в основном наблюдается хорошая сходимость вариаций №_м хлоритов и параметров ψ в хлоритах и серицита.

Описанная закономерность, наблюдаемая в новообразованных минералах, наряду с другими критериями может иметь поисковое значение для обнаружения слепых рудных тел на известных месторождениях. В тех случаях, когда в измененных породах отсутствует один из приведенных выше минералов, общую картину изменений содержания железа можно наблюдать по имеющемуся минералу.

в. Алавердское месторождение

Алавердское месторождение меди находится в 8 км к северу от гор. Алаверди. В структурном отношении оно расположено на западном крыле Алавердского брахиантеклиория Сомхето-Карабахской геотектонической зоны Малого Кавказа.

Исследование геологического строения месторождения посвящены работы В. Г. Грушевого (1930), И. Г. Магакьяна (1947), О. С. Степаняна, С. С. Мкртчяна (1957), П. Ф. Сопко (1961), Н. Р. Азаряна (1959), Б. С. Вартапетяна (1964) и многих других.

В геологическом строении Алавердского месторождения по данным последних детальных исследований (Н. Р. Азарян, 1963) участвуют:

- 1) разные по составу порфириты дебедской свиты,
- 2) туфобрекции андезитового и дацинового состава кошабердской свиты,
- 3) свита пестрого литологического состава (кварцевые кератофиры, туфопесчаники, агломераты алверди-шамлугской свиты),
- 4) пироксеновые порфириты и их туфобрекции,
- 5) полимиктовые песчаники и их сланцы.

В пределах Алавердского месторождения широким распространением пользуются разнообразные по составу жильные породы. Оруденение контролируется крутым "Алавердским" сбросом меридионального простирания. Вдоль этого нарушения породы раздроблены и интенсивно гидротермально переработаны. Кроме указанного крупного структурного элемента развит также ряд мелких нарушений широтного, северо-восточного и северо-западного простираний.

Рудные тела сконцентрированы на небольшой площади и размещены в основном в пределах двух расширенных зон меридионального разлома. Представлены они штоками, линзами, жилами и гнездами. Жилы по своей морфологии сложные, ветвящиеся и местами переходят в зоны прожилково - вкрапленного оруденения.

И. Г. Магакьяном (1947) детально изучен минеральный состав руд Алавердского месторождения. Наиболее характерными для месторождения являются пирит - халькопиритовые руды с небольшой примесью других сульфидов. Борнитовые и полиметаллические руды в виде небольших гнезд и линз встречаются в верхних горизонтах месторождения. И. Г. Магакьяном выделяются следующие основные типы руд: серноколчеданный, медноколчеданный, полиметаллический и борнитовый. Полиметаллический тип в свою очередь подразделяется на медноцинковый, свинцовоцинковый и свинцовосеребряный подтипы.

Нерудные минералы в основном представлены кварцем, серицитом, хлоритом, кальцитом и гипсом.

В пределах Алавердского месторождения меди широким распространением пользуются гидротермально измененные породы. Эти изменения выражены в образовании хлорит - карбонат - кварцевых, хлорит - серицит - кварцевых, серицит - карбонат - кварцевых и серицит - кварцевых фаций.

Э. М. Налбандяном отмечается наличие симметричной зональности в распространении этих фаций. Так, например, вдоль

медноколчеданного прожилка, залегающего в породах дебедской свиты, происходит смена окварцованных и серицит-кварцевых пород серицит-карбонат-кварцевыми и хлорит-карбонат-кварцевыми породами. Последние в свою очередь переходят в альбит-эпидот-хлоритовую фацию региональных пропилитов.

Серицит в этих фациях представлен мелкими чешуйками и развивается по альбиту, разъедает хлорит и кальцит, иногда создает ореолы вокруг постоянно присутствующего в породе пирита.

Под электронным микроскопом серициты Алавердского месторождения представлены тонкими полупрозрачными пластинками неправильной формы, иногда остроугольными с размерами частиц от 0,3 до 3мк (рис. 21). В основном это серициты, распространенные в удаленных от рудных тел участках. В приконтактовых с рудными жилами участках распространены серициты, представленные под электронным микроскопом в основном правильными шестиугольными пластинками.

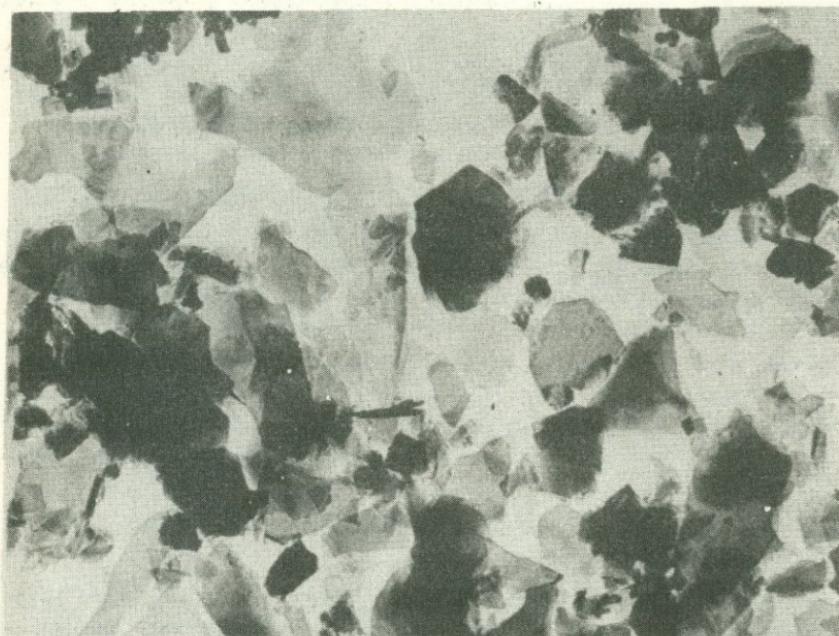


Рис. 21 Микроморфология кристаллов серициита из вмещающих оруденение пород Алавердского месторождения. Суспензия. Увеличение 10000^х.

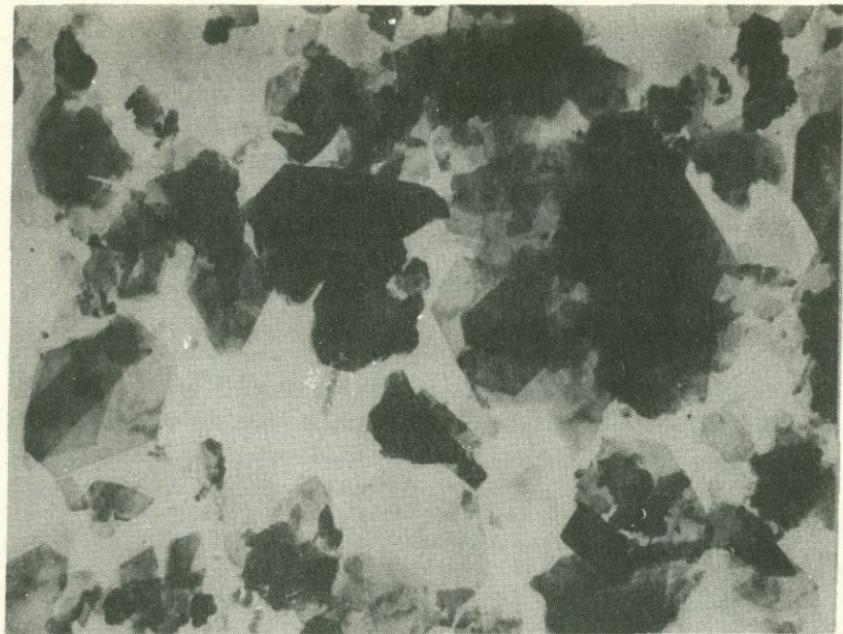


Рис. 22 Микроморфология кристаллов серицита из приконтактовой с жилой № 13 породы. Суспензия. Увеличение 10000^х.

Размеры этих пластинок непостоянны и колеблются от 0,5 до 2,5 мк (рис. 22). Интересно отметить, что серициты с подобной морфологией частиц нами были установлены среди окольжильных серицитов медно-молибденовых месторождений Армении.

Электронографические структурные исследования показали, что плащадьным распространением на месторождении пользуются серициты политипной модификации $2M_1$. Последние характерны как для вмещающих, так и приконтактовых с медноколчаданным оруднением пород.

Исследование образцов, отобранных из штреков № 8 и 9 разведочно-эксплуатационной штольни из вмещающих пород и рудных жил, показало, что в них распространены только серициты политипной модификации $2M_1$ (рис. 23, табл. 6). Серицит из дайки габбро-диабазового состава (штр. №8) представлен также политипной модификацией $2M_1$, что указывает на ее дорудный возраст.

Приведенные данные, свидетельствуют, по всей вероятнос-

Таблица № 6

Параметры элементарных ячеек серпентитов из Алавердского месторождения

№ пп	№№ обр.	Исходная порода	Параметры элементарной ячейки серпентита				Политипная моди- фикация	Примечание
			a Å	b Å	c Å	β		
Разведочно-эксплуатационная штолня, штрек № 10								
1	518	Породы юшабердской свиты	5,17	8,96	19,60	95°	2M ₁	
2	519	-"-	5,17	8,96	19,60	95°30'	2M ₁	
		Жила № 13						
3	520	-"-	5,17	8,97	19,66	95°	2M ₁	
		Жила № 13						
4	521	-"-	5,17	8,97	19,63	95°20'	2M ₁	
5	522	-"-	5,17	8,96	19,60	95°30'	2M ₁	
		Штрек № 9						
6	533	-"-	5,17	8,96	19,63	95°30'	2M ₁	
		Жила № 13						
7	532	-"-	5,17	8,96	19,60	95°	2M ₁	
8	534	-"-	5,17	8,97	19,66	95°30'	2M ₁	
		Жила № 13						
9	535	-"-	5,17	8,96	19,63	95°30'	2M ₁	
		Штрек № 8						
10	525	Дайка диабаза	5,17	8,96	19,70	95°45'	2M ₁	Примесь слюды с параметром хлорита с
		Жила № 12						b = 9,06 Å b = 9,26 Å
11	527	Туфбрекции	5,17	8,96	19,68	95°30'	2M ₁	
		Скважина № 131						
12	147	Кварцевые плагиопорфиры	5,18	8,98	9,76	101°	1M > 2M ₁	
					19,35	95°45'		
13	352	Туфбрекции	5,18	8,98	8,77	101°	1M	
14	354	-"-	5,18	8,98	9,88	101°	1M > 2M ₁	
15	355	-"-	5,18	8,98	9,95	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,30 Å
					19,70	95°30'		
16	356	Породы лебедской свиты	5,18	8,98	9,84	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,26 Å
					19,50	95°25'		
17	357	-"-	5,18	8,98	9,90	101°	1M > 2M ₁	
18	359	-"-	5,18	8,98	9,88	101°	1M > 2M ₁	

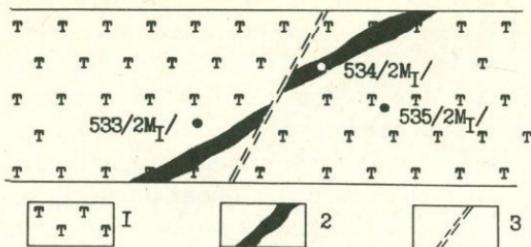


Рис. 23. Зарисовка северной стенки штр. №9. 1 - Измененные туфобрекции. 2 - рудное тело. 3 - разлом. (На рис. указаны места взятия образцов, их номера и политипные модификации серицитов.).

ти, об относительно высокотемпературных условиях предрудного метасоматоза и отложения серно-мединоколчеданных руд.

Изучение материала по скв. № 26 и 131, расположенных в районе распространения полиметаллического оруденения, показало преобладание в них серицитов политипной модификации 1М (табл. 6).

Таким образом, общая закономерность в распределении политипных модификаций серицитов, наблюдаемая на вышеописанных месторождениях, подтверждается и на Алавердском месторождении.

Анализируя вышеизложенную закономерность в распределении модификаций в Алавердской группе месторождений, можно прийти к следующему.

Интенсивные предрудные газо-гидротермальные метасоматические изменения пород рудного поля привели к образованию серицита политипной модификации 2М₁, имеющей широкое площадное распространение на всех месторождениях Алавердского рудного района. С этим процессом связано образование некоторых серно-, отчасти мединоколчеданных руд Алавердского и частично Шамлугского месторождений (лизы № 9, жилы № 16, 14 и др.). Этим обстоятельством можно объяснить наличие в приконтактовых с жилами вмещающих породах серицитов той же политипной модификации, что и на удалении от рудных тел.

Следующая мединоколчеданная стадия является основной рудообразующей стадией рудного района. С ней связано образование большинства рудных тел Шамлугского, частично Алаверд-

ского и Ахтальского месторождений. Как видно из приведенного фактического материала (рис. 17, 18, 19 табл. 4, 5, 6), по электронографическому изучению политипных модификаций серицитов с большинством медноколчеданных руд связана политипная модификация $1M$ в смеси с $2M_1$. Это, вероятно, объясняется относительно низкотемпературными условиями образования руд по сравнению с предшествующей стадией. Зоны измененных пород с содержанием серицитов обеих политипных модификаций ($1M > 2M_1$) простираются вдоль рудных жил, достигая иногда, в случаях их близкого расположения, мощности порядка 110 - 120 м, причем мощность этой зоны со стороны висячего бока больше, чем лежачего.⁷

Третья - полиметаллическая стадия полнее выражена на Ахтальском месторождении по сравнению с Шамлугским и Алaverдским. В приконтактовых с полиметаллической рудой вмещающих породах Алавердского рудного района отмечается распространение серицитов политипной модификации $1M$, иногда совместно с серицитами политипной модификации $2M_1$, образовавшимися в результате предрудной стадии газо-гидротермального изменения пород. Широкая распространенность в основных дайках Ахтальского месторождения серицитов политипной модификации $1M$ в участках, расположенных недалеко от рудных тел, свидетельствует о низкотемпературном воздействии руд на дайки. Это обстоятельство лишний раз подтверждает мнение некоторых исследователей о дорудности основных даек Ахтальского месторождения.

В пределах крупных полиметаллических тел - линз, наблюдается широкое распространение серицитов политипной модификации $2M_2$.

2. Базумский рудный район

Базумский рудный район находится в центральной части Северной Армении и входит в состав Севано-Ширакского синклиниория Армянского тектонического комплекса (А. А. Габриелян, 1956).

Вопросам геологического строения района посвящены работы: К. Н. Паффенгольца (1948), А. А. Габриеляна (1956, 1958), Г. П. Багдасаряна (1956), А. Т. Асланяна (1958), В. Н. Кот-

ляра (1958), О. А. Саркисяна (1959), В. Т. Акопяна и А. Г. Казаряна (1962), К. М. Мурадяна (1971) и многих других.

В строении описываемого рудного района принимают участие вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования мела, палеогена и неогена. Представлены они известняками, туфами, алевролитами, андезитами, андезито-базальтами, их лавобрекчиями, андезито-дацитами, дацитами, пипаритами.

В геологическом строении Базумского рудного района немаловажную роль играют интрузивные породы, связанные с разновозрастными магматическими циклами.

Базумский рудный район является областью преимущественного развития разрывных дислокаций. Наиболее крупным нарушением является "Главный надвиг", представляющий мощную зону нарушений северо-западного и близширотного простираний, вдоль которой произошло внедрение интрузии габбро-пироксенитов. В центральной и юго-восточной частях Базумского района отмечается система разрывов, известная под названием Маймехско-Тандзутской.

В пределах Чибухлинского и Тандзутского месторождений широко распространены гидротермально измененные породы, образованные за счет рудовмещающих кварцевых порфиров, андезитов, их туфов и туфобрекций.

Среди измененных пород выделяются формации пропилитов и вторичных кварцитов, представленные разнообразными минеральными фациями, которые в своем развитии обнаруживают достаточно четко выраженную горизонтальную и вертикальную зональность. Пропилиты подразделяются на следующие минеральные фации (начиная с самой внешней): амфиболово-эпидотовая, эпидото-хлоритовая, хлорито-карбонатная, хлорито-серicitовая и кварцево-серicitовая. Вторичные кварциты представлены следующим набором фаций: кварцево-серicitовая, кварцево-каолинитовая, кварцево-пирофиллитовая, кварцево-баритовая, кварцево-диаспоровая, кварцево-алунитовая и монокварцевая (С. О. Ачикгезян, 1964, 1971).

Среди вышеуказанных разновидностей гидротермальных метасоматитов серicit пользуется широким развитием. Помимо образования самостоятельных фаций (хлорито-серicitовая и кварцево-серicitовая) серicit участвует в формировании многих типов гидротермально измененных пород в качестве поро-

дообразующего (например, в породах хлорито-карбонатной фации) или акцессорного минерала (в фациях эпидото-хлоритовой, кварцево-каолинитовой, кварцево-пирофиллитовой и других). Нами основное внимание уделено породам кварцево-серицитовой и хлорито-серицитовой фации. Следует отметить, что кварцево-серицитовые метасоматиты, в большинстве случаев окаймляя внутренние фации вторичных кварцитов, образуются на стыке последних с пропилитизированными породами, тем самым являясь фронтом затухания процессов кислотного выщелачивания, характерных для формирования вторичных кварцитов (Н. И. Наковник, 1964). Геологическое место кварцево-серицитовых (частично хлорито-серицитовых) пород предопределяет их тесную связь со скоплениями рудного вещества, что обусловливается разгрузкой гидротермальных растворов при ихнейтрализации и падении температуры после образования минеральных фаций вторичных кварцитов.

Вышеуказанные измененные породы образовались за счет как исходных кварцевых порфиров (липаритов, липарито-дацитов), так и андезитов и поэтому обнаруживают некоторые отличия.

В хлорит-серицитовой породе, образовавшейся по андезитовому эзекту, бывшие порфиральные выделения андезин-лабрадора замещены альбитом и серицитом, реже — кварцем; иногда наблюдается развитие чешуек хлорита бледно-зеленого цвета. Местами наблюдаются сохранившиеся "скелеты" пироксена, сложенные рутилом, или частичное замещение их хлоритом, карбонатом, серицитом и рутилом. Теми же минералами сложена и основная масса породы. В породе иногда, помимо пирита, наблюдаются отдельные скопления халькопирита и реже сфалерита, окруженные хлоритовой и серицитовой оторочкой.

В кварцево-серицитовой породе, имеющей под микроскопом порфиробластовую структуру, бластопорфировые выделения представлены агрегатом, сложенным, в основном, из чешуек серицита и кристалликов кварца. Местами наблюдаются мономинеральные порфиробласты, сложенные либо кварцем, либо серицитом. Основная масса представлена мелкими зернами кварца и тесно переплетенными между собой и кристалликами кварца чешуйками серицита.

В кварцево-серицитовых породах почти всегда в том или ином количестве присутствует пирит, а иногда в подчиненном

количество – халькопирит, сфалерит, галенит.

В хлорит-серicitовой породе, образовавшейся за счет кварцевых порфиров, порфировые выделения представлены кородированными фенокристаллами кварца, призматическими образованиями бывшего андезина, замещенного серicitом, кварцем и реже – хлоритом, а также полностью хлоритизированными, серитизированными и окварцованными выделениями темноцветных минералов, на фоне которых часто наблюдаются скопления рутила и пирита. Основная масса подвергнута хлоритизации, серитизации, окварцеванию и пиритизации.

В породе нередко наблюдаются значительные скопления пирита и других рудных минералов, а также остатки незамещенных аксессорных минералов – апатита и циркона.

В кварцево-серicitовой породе (по кварцево-порфировому эдукту) бластопорфировые выделения представлены зернами первичного кварца. Основная масса представлена кристаллами кварца различных размеров и мелкими чешуйками серитита.

В кварцево-серicitовой породе почти всегда присутствует пирит, а также другие сульфиды, которые в пределах рудных тел образуют значительные скопления.

a. Чибухлинское месторождение

Чибухлинское месторождение расположено в бассейне рр. Желтая и Черная. Наиболее древние породы месторождения обнаруживаются на левом склоне долины р. Желтая. Представлены они нижнесеноманскими глинистыми известняками, туфами и алевролитами мощностью до 400 м. Породы эти слагают ядро антиклинальной складки и падают на север под углом от 45° до 65°. В ядре и на южном крыле желто-чернореченской антиклинали с падением на юг под углом от 45° до 70°, расположены породы ниже-среднеэоценового возраста, представленные андезито-базальтами и андезитовыми порfirитами, их туфами и туфобрекчиями ("желтореченская" свита). Для этих пород нередки процессы серитизации, хлоритизации, окварцевания и т.д.

В пределах Желтореченского медноколчеданного участка эти породы представлены в основном собственно вулканическими образованиями. На участках же Чернореченского серноколчеданного месторождения, проявлений Рудокол. (медноколчеданное) и Верхнечернореченское (колчеданно-полиметалличес-

кое) широким развитием пользуются вулканогенно – осадочные отложения.

Вышеотмеченные породы прорываются и перекрываются субвулканическими образованиями кварцевых порфиров, представленными собственно субвулканической и жерловой фациями. В породах Желтореченского месторождения кварцевые порфиры представлены отдельными дайкообразными, штокообразными субвулканическими телами, прорывающими вулканогенные породы "желтореченской" свиты. Эти породы фациально переходят в туфы, туфобрекции и лавобрекции кварцевых же порфиров жерловой фации. В пределах Чернореченского участка и проявления Рудокоп кварцевые порфиры слагают одно единое жерло (К. М. Мурадян, 1971).

Интузивные породы на Чибухлинском месторождении представлены интузивом гранодиоритов и дайкой габбро – пироксенитов, прорывающим "желтореченскую" свиту и имеющим вытянутую в северо – западном направлении форму. Интузив протягивается в близширотном направлении на 20 км. Мощность этой дайки 10 – 60 м, падение на север под углом 55 – 80°.

Электронографическое изучение серицитов с различных участков Чибухлинского месторождения выявило наличие в них различных политипных модификаций, а также смесей с преобладанием той или иной политипной разновидности. Необходимо отметить, что, в отличие от месторождений Алавердского и Кафансского рудных районов, на Чибухлинском и Тандзутском месторождениях отсутствует густая сеть горных выработок, обнажающих рудные тела. Такие выработки дают возможность с большей степенью точности определить зоны изменения, связанные с рудными телами. Изучаемый материал с Чибухлинского месторождения собран с поверхности, в основном по руслам речек, притоков рек Черная и Желтая. Однако, как показали полученные результаты, и в этом случае возможно достаточно четкое разграничение зон распространения серицитов различных политипных модификаций, приуроченных к тем или иным рудным телам.

Серициты Верхнечернореченского участка представлены одной лишь политипной модификацией 1М. На этом участке распространены невыдержаные жилы и зоны прожилково – вкрапленных руд полиметаллического состава. Содержание модификации 1М несколько уменьшается по мере удаления Верхнечернореченского участ-

ка и приближения к собственно Чернореченскому участку.

Вместе с тем отмечается появление и постепенное увеличение содержания серицитов политипной модификации $2M_1$.

Собственно Чернореченский участок характеризуется наличием, кроме серицитов политипных модификаций $1M$ и $2M_1$, также редко встречаемой ее разновидностью, диоктаэдрической политипной модификацией $2M_2$. Интересно отметить, что как и на Ахтальском барит-полиметаллическом и Тандзутском серноколчеданном месторождениях, серициты этой политипной модификации здесь также обнаруживают пространственную приуроченность к рудным линзам.

На участке Рудокоп были выявлены обе политипные модификации серицитов, причем в районе верхнего течения р. Рудокоп преобладает серицит политипной модификации $1M$ ($1M > 2M_1$), а нижнего — $2M_1$ ($2M_1 > 1M$). Оруденение на этом участке представлено линзообразными телами серно-медноколчеданного типа. Схематическое распределение политипных модификаций серицитов на участках Чибухлинского месторождения приведено на рис. 28, а результаты электронографического анализа сведены в табл. 7.

Серициты Желтореченского участка представлены политипными модификациями $1M$ и $2M_1$, и их смесями с преобладанием той или иной разновидности. На участке иногда намечаются зоны преимущественного распространения серицита, определенной политипной модификации.

Под электронным микроскопом серициты участка Рудокоп представлены полупрозрачными пластинками неправильной формы, изометричные, очень тонкие, иногда с закрученными краями. Размеры пластинок колеблются в довольно широких пределах — от 0,2 до 2 мк (рис. 24).

Серициты собственно Чернореченского участка представлены в основном теми же формами, но размеры их зачастую больше и достигают иногда величины порядка 6 мк. В некоторых образцах заметно присутствие частиц продолговатой формы. Создается впечатление, что изометричные пластинки расщепляются на пластинки продолговатой формы (рис. 25).

С приближением к Верхнечернореченскому участку число продолговатых частиц увеличивается. Серициты Верхнечернореченского участка представлены в основном полупрозрачными пластинками продолговатой формы. Длина этих пластинок достигает 2 мк при ширине около 0,2 мк (рис. 26).

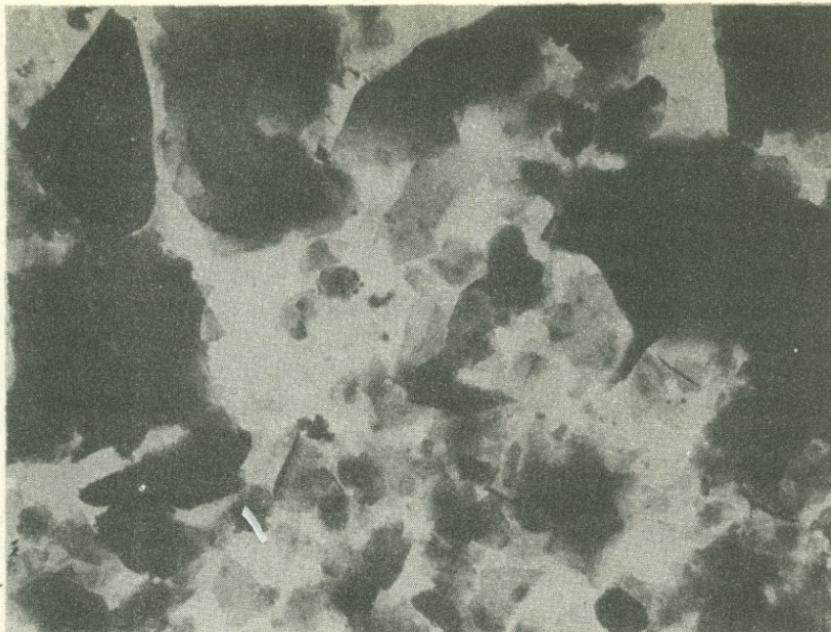


Рис. 24 Микроморфология кристаллов серицита из участка Рудокоп. Суспензия. Увеличение 10000^х.

Среди Желтореченских серицитов встречаются и образцы, в которых преобладают также остроугольные пластинки размерами порядка 1 мк. Серициты с преобладанием продолговатых форм частиц большей частью характерны для центральных частей Желтореченского месторождения.

б. Тандзутское месторождение

Тандзутское серноколчеданное месторождение расположено на северном склоне Памбакского хребта и охватывает бассейн р. Тандзут и верховье реки Агстев. Район месторождения входит в пределы Агстевской антиклинали Севано-Ширакского синклиниория. ТERRитория его сложена вулканическими и вулканогенно-обломочными породами "базумской" свиты среднезооценового возраста. Это преимущественно андезито-базальты, андезиты, их лавобрекции, а также туфы, туфобрекции и туфопесчаники. Рудовмещающие породы подверглись интенсивному гидротермальному изменению: они окварцеваны, серицитизированы,

Таблица 7

Параметры элементарных ячеек серпентитов из Чибухлинского месторождения

№№ пп	№№ обр.	Исходная порода	Параметры элементарной ячейки серпентита				Политипная модификация	Примечание
			a Å	b Å	c Å	β		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Участок Рудокоп								
1	2110	Кварцевый порфир	5,17	8,976	19,30	95°	2M ₁ > 1M	
					9,77	100° _{30'}		
2	2111	-"-	5,17	8,99	18,85	95°	2M ₁ > 1M ₁	
					10,15	100° _{40'}		
3	2112	-"-	5,17	8,97	9,86	101°	1M > 2M ₁	
					19,65	95°		
4	2113	-"-	5,16	8,97	9,8	101°	1M > 2M ₁	
					19,7	95° _{12'}		
5	2114	-"-	5,17	8,97	9,97	101°	1M > 2M ₁	
					19,65	95°		
Верхнечернореченский участок								
6	2126	-"-	5,18	8,97	9,93	101°	1M	
7	2127	-"-	5,17	8,98	9,93	100° _{54'}	1M	
8	2128	-"-	5,16	8,94	10,05	101°	1M > 2M ₁	
					19,8	95° _{30'}		
9	2130	-"-	5,17	8,97	9,93	101°	1M	
10	2131	-"-	5,18	8,98	10,02	101°	1M	
11	2132	-"-	5,18	8,99	10,23	101°	1M	
12	2133	-"-	5,18	8,97	9,80	101°	1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,18 Å
13	2134	-"-	5,17	8,98	10,18	101°	1M	
14	2135	-"-	5,18	8,97	9,88	101°	1M	Примесь хлорита с параметрами a = 5,27 Å и b = 9,18 Å
15	2136	-"-	5,17	8,99	10,15	101°	1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,18 Å
16	2137	-"-	5,17	8,97	10,15	101°	1M	
Чернореченский участок								
17	2140	-"-	5,16	8,94	10,05	101°	1M > 2M ₁	
					19,8	95° _{30'}		
18	2154	-"-	5,17	8,96	10,10	101°	1M > 2M ₁	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
19	2160	Кварцевый порфир	5,18	8,98	9,85	101°	1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
20	2161	-"-	5,18	8,97	10,17	101°	1M + 2M ₁	
21	2167	-"-	5,18	8,97	9,90	101°	1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
22	2169	Андезитовый порфирит	5,17	8,97	20,24	99°48'	2M ₂	
23	2172	-"-	5,17	8,97	19,72	95°45'	2M ₂ > 1M	
24	2173	-"-	5,17	8,96	20,00	100°12'	2M ₂	
25	2174	Кварцевый порфир	5,16	9,03			2M ₂	Примесь хлорита с параметрами $b = 9,13 \text{ \AA}$ и $a = 5,26 \text{ \AA}$
26	2177	-"-	5,18	8,996	10,08	101°	1M	
27	2178	-"-	5,16	8,958	9,80	101°	1M + 2M ₁	
					19,96	95°30'		
28	2179	Андезитовый порфирит	5,16	8,964			2M ₂ > 2M ₁	Примесь хлорита с параметрами $a = 5,32 \text{ \AA}$ и $b = 9,23 \text{ \AA}$
29	2180	-"-	5,16	8,96	19,98	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами $b = 5,32 \text{ \AA}$ и $a = 9,23 \text{ \AA}$
30	2186	Кварцевый порфир	5,16	8,96	20,10	100°10'	2M ₂ > 2M ₁	
31	2187	-"-	5,18	8,96	20,10	100°20'	2M ₂	
32	2188	-"-	5,16	8,96	9,20	101°	2M ₂ > 1M	
					19,56	95°15'		
33	2185	-"-	5,16	8,88	10,15	101°	1M > 2M ₁	
					20,00	95°		
34	2004	Андезитовый порфирит	5,18	8,98	19,43	95°30'	2M ₁ + 1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,17 \text{ \AA}$
35	2012	-"-	5,18	8,98	9,97	101°	1M	
36	2015	-"-	5,17	8,97	10,00	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
37	2016	-"-	5,18	8,98	9,93	101°		
					19,55	95°50'		
38	2021	-"-	5,17	8,87	19,70	95°12'	2M ₁	
39	2022	Кварцевый порфир	5,17	8,98	19,80	95°30'	2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметрами $b = 9,17 \text{ \AA}$
40	2024	-"-	5,185	8,99	19,84	95°48'	2M ₁ > 1M	
41	2026	Андезитовый порфирит	5,18	8,98	10,25	100°55'	1M > 2M ₁	
42	2029	-"-	5,17	8,97	9,83	101°	1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
43	2030	Кварцевый порфир	5,18	8,96	9,93	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
44	2032	Андезитовый порфирит	5,18	8,98	9,85	101°	1M	
45	2036	Кварцевый порфир	5,175	8,98	10,13	101°	1M > 2M ₁	
					20,00	95°30'		
46	2037	-"-	5,175	8,97	10,05	101°	1M > 2M ₁	
					19,80	95°		

1	2	3	4	5	6	7	8	9
47	2038	Кварцевый порфир	5,18	8,97	10,20 20,10	101° 95°30'	1M > 2M ₁	
48	2042	Анделитовый порфирит	5,18	8,98	10,00 19,70	101° 95°15'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,23 \text{ \AA}$
49	2044	Кварцевый порфир	5,18	8,98	19,85	95°12'	2M ₁ > 1M	
50	2047	-"-	5,17	8,97	20,18	95°30'	2M ₁	Незначительная примесь слюды политипной модификации 2M ₂
51	2051	-"-	5,17	8,98	10,18	101°	1M > 2M ₁	
52	2052	-"-	5,175	8,98	10,03	101°	1M	
53	2057	Анделитовый порфирит	5,18	8,98			2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
54	2059	-"-	5,18	8,97	18,70 27,60	95° 86°21'	2M ₁ + 3T	
55	2063	Кварцевый порфир	5,18	8,97	19,83	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,20 \text{ \AA}$
56	2070	-"-	5,17	8,97	19,66	95°48'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
57	2073	Анделитовый порфирит	5,17	8,96	10,15 20,04	101° 95°30'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,17 \text{ \AA}$
58	2074	-"-	5,17	8,96	19,64	95°30'	2M ₁ > 1M	
59	2075	-"-	5,17	8,98	20,03	95°48'	2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,175 \text{ \AA}$
60	2076	-"-	5,175	8,98	19,83	95°30'	2M ₁	
61	2077	-"-	5,175	8,985	19,68	95°48'	2M ₁ > 1M	
62	2078	-"-	5,175	8,97	19,84	95°30'	2M ₁	
63	2084	-"-	5,175	8,97	9,94	101°	1M	
64	2086	Кварцевый порфир	5,18	8,97	10,15	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,18 \text{ \AA}$
65	2088	Анделитовый порфирит	5,18	8,975	9,96	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,21 \text{ \AA}$
66	2090	-"-	5,18	8,975	19,84	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами $a = 5,28 \text{ \AA}$ и $b = 9,22 \text{ \AA}$
67	2092	-"-	5,17	8,96	9,97	101°	1M > 2M ₁	
68	2093	-"-	5,18	8,97	10,03	101°	1M > 2M ₁	
69	2095	-"-	5,17	8,97	10,10	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,175 \text{ \AA}$
70	2096	-"-	5,17	8,96	10,13	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,175 \text{ \AA}$
71	2100	-"-	5,17	8,97	19,65	95°48'	1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,175 \text{ \AA}$
72	2103	-"-	5,17	8,96	9,90	101°	1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,175 \text{ \AA}$

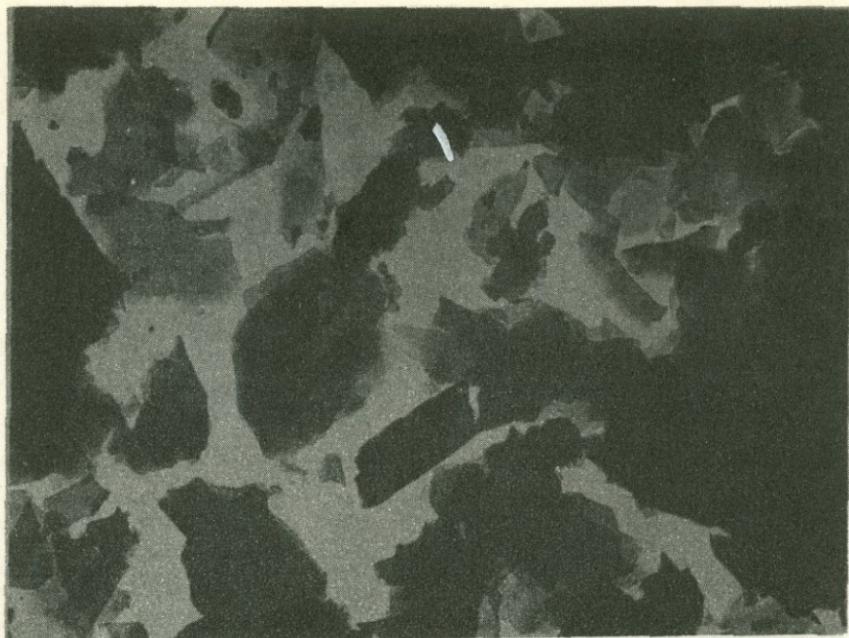


Рис. 25 Микроморфология кристаллов серицита из Чернореченского участка. Суспензия. Увеличение 10000^х.

хлоритизированы, лиритизированы и т.д. Немаловажную роль играют субвулканические и интрузивные образования, причем первые, местами прорывая отложения "базумской" свиты, залегают над ними. Участок месторождения осложнен дизъюнктивными нарушениями. Рудные тела Тандзутского месторождения, пинзообразные по форме, залегают согласно с вмещающими породами. Руды характеризуются тонкослоистой, массивной и брекчиевидной текстурой. Главным минералом руд месторождения является пирит. Второстепенные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, рутилом, станинилом, энаргитом, тенантитом, галенитом, самородным золотом, халькоzinом (?). Из нерудных присутствуют кварц, серицит, мусковит, хлорит, алунист, пирофиллит, зуннит, эпидот, цоизит, барит, гипс и карбонаты. Электронномикроскопические исследования показали, что серициты Тандзутского месторождения представлены в основном тонкими полупрозрачными пластинками изометричной формы, зачастую с округлыми очертаниями. Размеры пластинок колеблются от 0,2 до 4,5 мк (рис. 27).



Рис. 26. Микроморфология кристаллов серицита из Верхнечеренческого участка. Суспензия. Увеличение 10000^х.

Политипное разнообразие серицитов довольно полно представлено на Тандзутском месторождении (табл. 8). Здесь кроме политипных модификаций $1M$, $2M_1$, $2M_2$ обнаружены также в единичных случаях серициты диоктаэдрической политипной модификации $3T$ в смеси с $2M_1$.

Как отмечалось выше, материал с Тандзутского месторождения был собран в основном с поверхности. Кроме того, был изучен также материал из двух скважин — № 28 и 30 и штолни № 47.

Скв. № 28 задана в восточной части Тандзутского карьера, а скв. № 30 расположена в 220 м к СЗ-295° от скв. № 28.

Изучение серицитов из скважин показало наличие среди них политипных модификаций $1M$ и $2M_1$, а также смеси их в различных соотношениях. В верхних частях разрезов скважин преобладают серициты политипной модификации $2M_1$.

При изучении материала из штолни № 47 (рис. 29)¹ была получена картина закономерного изменения политипной модификации серицитов при приближении к полиметаллическому руд-

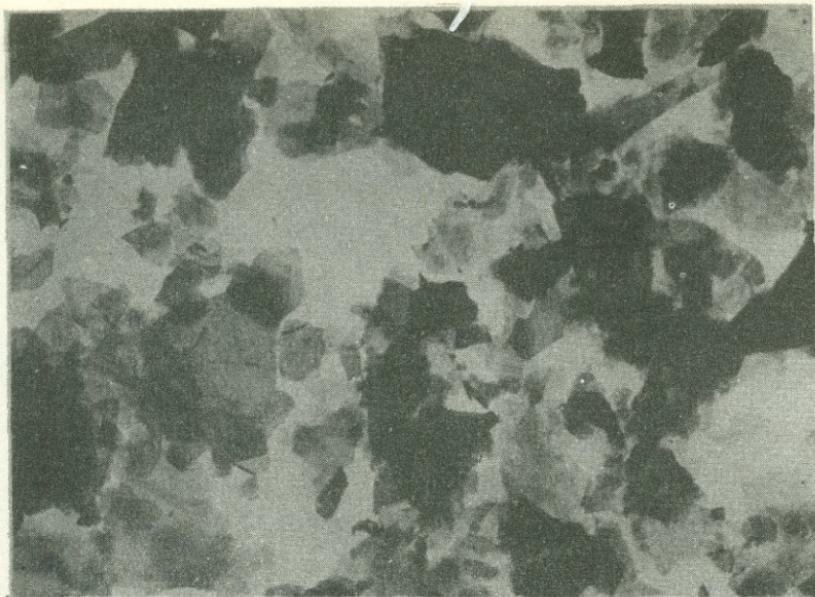


Рис. 27 Микроморфология кристаллов серицита из Тандзутского месторождения. Суспензия. Увеличение 10000^х.

ному телу. Так, например, в начале штолни до 20-метровой отметки распространены серициты политипной модификации 1М₁>2М₁, далее начинает преобладать серицит политипной модификации 2М₁. Начиная с 55-метровой отметки заметно присутствие серицита политипной модификации 1М, содержание которого возрастает с глубиной штолни. В районе распространения полиметаллической руды отмечается зона мощностью до 30 м, содержащая серицит только политипной модификации 1М. Начиная с 130-метровой отметки снова появляются смеси модификаций. Зона с содержанием серицита политипной модификации 1М в смеси с 2М₁ достигает мощности в 65 м.

В карьере Тандзутского месторождения, в 40 м по направлению на юг от скважины № 28, в породах кварц-серицитовой фации был обнаружен серицит политипной модификации 2М₁, обладающий высоким совершенством структуры (обр. 3)*. Серициты той же модификации обнаружены и в породах, оконтуривающих карьер Тандзутского месторождения.

* Изучению структурных особенностей этого образца посвящена глава четвертая настоящей работы.

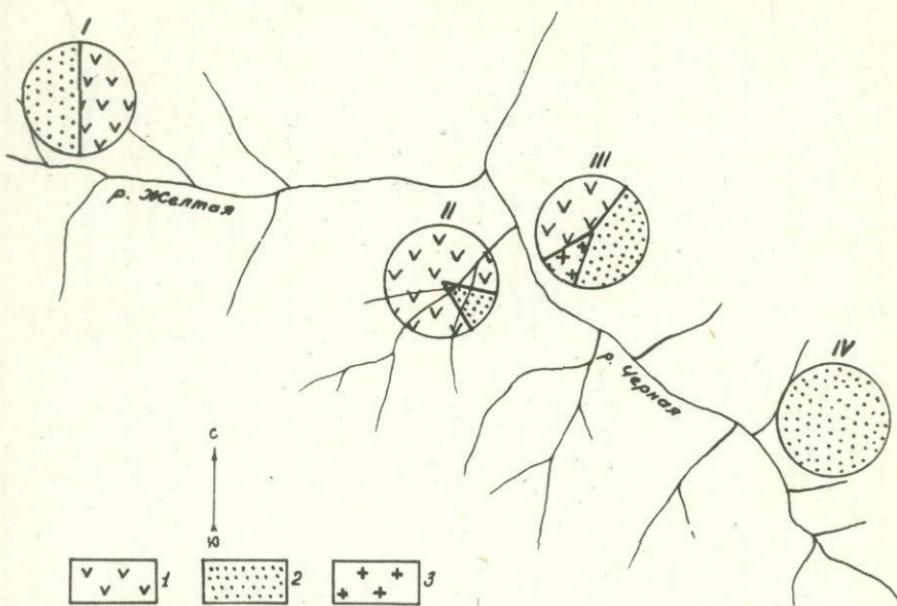


Рис. 28 Схема распределения политипных модификаций серицитов на различных участках Чибухлинского месторождения.
 1 - Желтореченский участок, II - участок Рудокоп, III - Чернореченский участок. IV - Верхнечернореченский участок. 1 - серицит политипной модификации $2M_1$, 2 - серицит политипной модификации $1M$, 3 - политипная модификация $2M_2$.

Среди единичных образцов, собранных с различных участков Тандзутского месторождения, были обнаружены также серициты политипной модификации $3T$ в смеси с $2M_1$, а также пирофиллиты. Результаты электронографических исследований приведены в табл. 8.

Резюмируя, отметим, что на месторождениях Базумского рудного района нами получены результаты, аналогичные месторождениям Алавердского рудного района, т.е., с серно-медноколчеданными рудами связан серицит политипной модификации $2M_1$ или смеси его с модификацией $1M$. В окорудных породах полиметаллических рудопроявлений находятся только серициты политипной модификации $1M$.

Таблица 8

Параметры элементарных ячеек серпентитов из Тандзутского месторождения

№ пп	№№ обр.	Исходная порода	Параметры элементарной ячейки серпентита				Политиповая модификация	Примечание
			ъÅ	сÅ	β	α		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Карьер Тандзутского месторождения								
1	3	Кварцевый порфир	5,17	8,96	20,30	100°37'	2M ₁	
2	0347	-"-	5,17	8,96	20,20	100°25'	2M ₂	
3	0355	-"-	5,17	8,97	20,10	100°20'	2M ₂ >2M ₁	
4	0348	-"-	5,17	8,97	19,96	95°30'	2M ₁	
5	0349	-"-	5,17	8,97	19,23	95°48'	2M ₁	
6	0350	-"-	5,17	8,96	19,20	95°50'	2M ₁ >1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,18 Å
7	0351	-"-	5,18	8,99	19,40	95°50'	2M ₁ >1M	Примесь хлорита с параметрами a = 5,23 Å и b = 9,20 Å
8	0353	-"-	5,17	8,97	19,80	95°30'	2M ₁ >1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,20 Å
9	0354	-"-	5,17	8,97	9,88	101°	1M ₁ +2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,23 Å
10	0356	-"-	5,17	8,97	9,87	101°	1M>2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,22 Å
11	0357	-"-	5,17	8,96	10,05	100°50'	1M>2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,22 Å
12	0359	-"-	5,17	8,97	9,92	100°50'	1M>2M ₁	
					19,65	95°12'		
13	0360	-"-	5,17	8,965	10,15	101°	1M>2M ₁	
					19,88	95°30'		
14	0361	-"-	5,18	8,98	19,79	95°30'	2M ₁ >1M	
15	0362	-"-	5,18	8,96	19,80	95°30'	2M ₁	
16	0369	-"-	5,126	8,92	18,20	95°24'	2M ₁	Пирофиллит
17	0370	-"-	5,17	8,97	19,80	95°04'	2M ₁	
18	0395	-"-	5,126	8,92	18,45	95°20'	2M ₁	Пирофиллит
		Скважина № 30						
19	0718	-"-	5,18	8,99	19,85	95°	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами b = 9,228 Å
20	0722	-"-	5,18	8,98	9,95	101°	1M ₁ +2M ₁	Примесь хлорита с параметрами b = 9,23 Å и
					19,40	95°		
21	0725	-"-	5,18	8,98	9,97	100°20'	1M>2M ₁	Примесь хлорита с параметрами b = 8,90 Å
					19,80	95°15'		
22	0732	-"-	5,18	8,97	10,10	101°	1M>2M ₁	Примесь хлорита с параметрами a = 5,28 Å и
					19,30	95°10'		
23	0737	-"-	5,18	9,00	10,00	101°	1M>2M ₁	Примесь хлорита с параметрами a = 5,30 Å и
					19,80	95°30'		

1	2	3	4	5	6	7	8	9
24	0742	Анделезит	5,18	8,99		2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметром	b = 9,23 Å
25	0744	-"-	5,18	8,99		2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметром	b = 9,235 Å
26	0749	-"-	5,18	8,99	9,92	101° 19,65 95°	2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметрами a = 5,32 Å и
						Скважина № 28		
27	723	Кварцевый порфир	5,18	9,00	10,00	101°	1M + 2M ₁	
28	724	-"-	5,18	8,95	9,80	101° 19,80 95° 30'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,18 Å
29	727	-"-	5,18	8,98	10,00	101°	1M > 2M ₁	
30	729	-"-	5,18	8,958	20,04	95° 29,15 90°	2M ₁ + 3T ₁	
31	731	-"-	5,18	8,97	10,00	100° 50'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,20 Å
32	735	-"-	5,18	8,98	10,08	101° 19,90 95° 28'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,22 Å
33	741	Анделезит	5,20	9,00			1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b ≠ 9,24 Å
34	747	-"-	5,18	8,98	9,88	101° 19,53 95° 30'	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметрами a = 5,30 Å и
35	755	-"-	5,20	8,98	9,87	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметрами a = 5,32 Å и
36	759	Кварцевый порфир	5,18	8,98	19,35	95° 30'	2M ₁ > 1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,22 Å
						Штолня № 47		
37	101	-"-	5,18	9,00	10,08	101°	1M + 2M ₁	
38	103	-"-	5,18	9,00	20,00	95° 25'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,23 Å
39	107	-"-	5,18	9,00	19,88	95° 30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,225 Å
40	109	-"-	5,18	9,00	10,30	101°	1M ₁ > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,24 Å
41	117	-"-	5,18	9,00	10,20	101°	1M >> 2M ₁	
42	121	-"-	5,17	8,97	10,20	101°	1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,24 Å
						Полиметаллическая руда		
43	122	-"-	5,184	8,988	10,10	100° 57'	1M	
44	124	-"-	5,18	8,98	9,90	101°	1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,21 Å
45	126	-"-	5,19	9,00	10,10	101°	1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,20 Å
46	140	-"-	5,17	8,96	20,30	95°	2M ₁	
47	141	-"-	5,17	8,96	20,20	95° 30'	2M ₁	

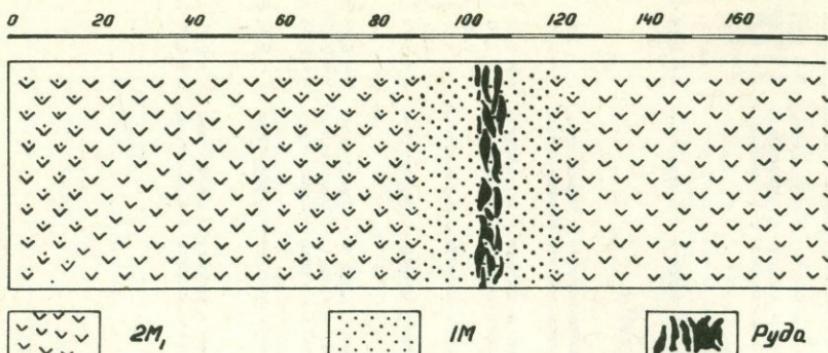


Рис. 29. Распределение различных политипных модификаций серицитов на горизонте штольни № 47
(Тандзутское месторождение)

3. Кафанский рудный район

Кафанский рудный район расположен в междуречье рек Хадж и Вохчи и входит в одноименный административный район.

Вопросы геологического строения, структуры и оруденения Кафанского рудного района отражены в работах П. М. Русакова и В. Г. Грушевого (1934), В. Н. Котляра (1937, 1938), Б. С. Вартапетяна (1948), С. С. Мкртчяна (1958), Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна (1956), С. С. Ванюшина и Э. Г. Малхасяна (1956), В. Т. Акопяна (1962), Б. С. Вартапетяна и др. (1965), С. С. Ванюшина (1959, 1964), В. Т. Акопяна и др. (1969), Э. А. Хачатуриана (1959, 1977) и многих других.

В районе широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования юрского возраста. Представлены они андезитами, андезитовыми, андезито-дакитовыми кварцевыми порфиритами, их лавобрекчиями, известняками, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями.

Интрузивные породы представлены дайкообразными телами габбродиоритов, дюоритов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. В юго-западной части района широко распространены также плагиопорфиры. Дайками и неправильными телами представлены кварцевые плагиопорфиры. Довольно крупные штокообразные, иногда дайкообразные тела образуют альбитизированные кварцевые плагиопорфиры (альбитофиры).

В структурном отношении Кафанский рудный район расположен в пределах Кафанского антиклиниория, крылья которого осложнены рядом антиклинальных и синклинальных складок. В районе широко распространены разрывные нарушения, имеющие в основном близмеридиональное (северо-западное, северо-восточное) направление. Из них наиболее крупные: Мец-Магаринский, Барабатум-Халаджский, Башкендский, Восточно-Саядкарский, Западно-Тежадинский, Западно-Саядкарский, Кавартджурский и др.

В отношении размещения серного, медного и полиметаллического оруденения наблюдается четкая пространственная разобщенность. Серноколчеданные руды приурочены в основном к участкам приосевой полосы Кафанской брахиантеклиниальной складки, полиметаллические руды локализованы в основном на юго-восточном фланге рудного поля (Шаумян, Халадж, Тежадин). Медноколчеданный тип оруденения пространственно расположены между ними.

а. Кафансское месторождение

Кафансское месторождение меди расположено недалеко от одноименного города и является наиболее крупным в районе.

В геологическом строении месторождения принимают участие породы, описанные выше. Рудовмещающими породами месторождения являются андезито-дакитовые кварцевые ("барабатумские") порфириты с пачками туфопесчаников, андезитовые и андезито-дакитовые порфириты, слагающие верхнебайосскую вулканогенную свиту.

Оруденение морфологически представлено жильным и штокверковым типами. Жилы имеют в основном широтное и близширотное простижение на 100–250 м и глубину 200 м. Падение жил крутое 70–85° на юг.

Минеральный состав руд довольно прост. Преобладающими сульфидами являются халькопирит и пирит, редко присутствуют: борнит, энаргит, теннантит, сфалерит, марказит. Из не-

рудных минералов здесь распространены кварц, кальцит, флюорит. В окорудных измененных породах широким распространением пользуются элиidot, хлорит, серицит и др.

Большинство исследователей руд Кафана отмечают многостадийный характер рудообразования в последовательности от ранних серноколчеданных и медноколчеданных стадий, через медно-мышьяковую к завершающей полиметаллической стадии. Ими выделяются следующие последовательные стадии минерализации и соответствующие ассоциации минералов:

- 1) серноколчеданная (кварц-пиритовая),
- 2) медноколчеданная (кварц-пирит-халькопиритовая),
- 3) медно-мышьяковая (кварц-энаргит-теннантит-халькоzin-борнитовая),
- 4) полиметаллическая (кварц-карбонат-галенит-халькопирит-сфалеритовая),
- 5) сульфатная (ангидрид-гипсовая),
- 6) карбонатная (кальцит-анкеритовая).

Гидротермально-измененные породы широко распространены на Кафанском месторождении. Среди них выделяются: 1) альбит-эпидот-хлорит-кварцевые породы, 2) хлорит-пиритовые, 3) хлорит-кварц-серицит-пиритовые, 4) кварц-серицит-пиритовые или серицитовые кварциты, 5) кварц-каолин-серицит-пиритовые породы, 6) каолинит-диккитовые кварциты, 7) диаспор-диккитовые породы, иногда с пирофиллитом, 8) диккит-пирофиллитовые породы, 9) монокварциты с реликтовым серицитом и каолинитом, 10) кварц-алунитовые породы или алунитовые кварциты, 11) хлорит-карбонат-цеолит-халцедоновые породы (Г. А. Саркисян и Э. М. Налбандян, 1967).

Породы альбит-эпидот-хлоритовой фации характерны для образований низов среднеурского или нижнеурского (?) возраста, т.е. для вулканогенных пород среднего состава - андезитовых и дацитовых порфиритов, лавобрекчий, вулканических брекчий.

Изменения, отмеченные в пунктах № 2 - 10, характерны для среднеурского комплекса пород, в которых и покализовано оруденение. Это эффузивно-осадочные и субвулканические породы байоса.

Хлорит-карбонат-цеолит-халцедоновые породы характерны для образований верхней юры.

В большинстве этих пород встречается серицит, но больше всего он содержится в хлорит-кварц-серицитовых, кварц-

серицит – пиритовых, кварц – каолинит – серицитовых породах. Серицит в хлорит – кварц – серицитовых породах представлен тонкочешуйчатыми агрегатами, развитыми в основном по фенокристаллам плагиоклаза, иногда по темноцветным минералам и основной хлоритизированной массе. Замещение вкраплений плагиоклаза серицитом или серицитом и кварцем характерно для кислых пород, для менее кислых пород характерны: хлорит – серицитовые, хлорит – серицит – кварцевые и серицит – карбонатные псевдоморфозы. В кварцевых порфириях Барабатумской толщи в кристаллах плагиоклаза происходит замещение периферии хлоритом, а центра – серицитом. Иногда происходит замещение хлорита, образованного по роговой обманке, серицитом. В лавобрекчиях миндалины зачастую бывают выполнены кварцем, хлоритом и серицитом. Серицитовидные кварциты, связанные постепенным переходом с хлорит – серицитовыми породами, имеют локальное распространение. По пространственному расположению различаются серицитовые кварциты: 1) площадного развития в зонах разломов (безрудные или с оруденением), 2) окологильные серицитовые кварциты в виде маломощной (до 0,5 м) отторочки, окаймляющей жилы. Кроме серицита в породе распространены также каолинит – диккит, хлориты, карбонаты, альбит, апатит, магнетит. Серицит вместе с кварцем часто замещает плагиоклаз. Каолинит – серицитовые кварциты составляют незначительные по мощности зоны в пределах развития серицитовых кварцитов на переходе их в монокварциты.

Электронномикроскопическое изучение серицитов Кафанского месторождения показало, что они в основном представлены очень тонкими полупрозрачными пластинками неправильной формы размерами от 0,4 до 3 мк (рис. 30). Сравнительно мелкими (0,7 – 1 мк) пластинками представлены серициты из даек. Среди серицитов Кафанского месторождения иногда встречаются пластинки с размытыми краями, что свидетельствует о начавшемся процессе монтмориллонитизации и наличии смешанослойного образования типа слюда – монтмориллонит (рис. 31), подтвержденного рентгеновским анализом.

Изучение серицитов Кафанского месторождения (в частности, участка Катар, см. рис. 32) показало аналогичную с Шампугским месторождением картину распространения их политипных разновидностей. Как и на Шампугском месторождении, здесь в приконтактовых с рудными телами зонах преобладает содержание серицита политипной модификации 1M.



Рис. 30 Микроморфология кристаллов серицита из Кафанского месторождения. Суспензия. Увеличение 10000^х.

Так, например, исследование материала, собранного по 4-му южному квершлагу штольни № 3 (Саарлык), показало, что ко всем находящимся здесь рудным телам (№ 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, и т.д.) и их апофизам приурочен серицит политипной модификации 1M в смеси с 2M₁.

Ввиду сближенного расположения жил друг к другу зоны преобладающего распространения серицита политипной модификации 1M часто перекрываются. В некоторых участках, там, где расстояние между жилами достаточно большое, в средних частях его наблюдается преобладающее распространение серицита политипной модификации 2M₁ или нахождение его в чистом виде (рис. 32).

Изучение серицитов из габбро-диабазовой дайки показало принадлежность их к одной политипной модификации 1M.

Таким образом, анализируя приведенные выше закономерности в распределении политипных модификаций серицитов на Кафанском месторождении, можно прийти к выводу, что как и на Шамлугском месторождении, здесь также в начале гидротермального процесса происходило образование серицита политип-

Таблица 9

Параметры элементарных ячеек серпентитов из Каинского месторождения

№ пп 1	№ обр. 2	Исходная порода 3	Параметры элементарной ячейки серпентита				Полигипсовая модификация 8	Примечание
			a Å 4	b Å 5	c Å 6	β 7		
1	50	Андезито-дацитовые кварцевые порфиры	5,20 жила 1 ап	9,00	10,00	101°	1M > 2M ₁	
2	51	-"-	5,20	9,00	10,04	101°	1M > 2M ₁	
3	53	-"-	5,18	8,97	10,10	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметрами a = 5,32 Å и b = 9,28 Å
4	54	-"-	5,18	8,97	10,12	101°	1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметрами b = 9,24 Å
5	55	-"-	5,20 жила 2 ап	9,00	10,10	101°	1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,23 Å
6	56	-"-	5,20	9,00	10,10	101°	1M > 2M ₁	
7	57	-"-	5,17	8,97	10,80	95° 30'	2M ₁	
8	58	Дайка диабаза	5,17	8,96	9,93	101°	1M	Примесь хлорита с параметром b = 9,18 Å
9	61	Андезито-дацитовые кварцевые порфиры	5,14	8,90	7,24	104°	Каолинит	
10	60		5,17	8,96			1M	Примесь хлорита с параметрами a = 5,28 Å и b = 9,18 Å
11	63	-"-	5,18 Жила 4 ап	8,98	9,98	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметрами a = 5,30 Å b = 9,23 Å
12	64	-"-	5,17	8,96	10,65	95° 30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами a = 5,33 Å b = 9,23 Å
13	66	-"-	5,18	8,97			1M > 2M ₁	Период с трудно определим, примесь хлорита с параметрами a = 5,32 Å и b = 9,23 Å
14	67	-"-	5,17 Жила 5 ап	8,96	10,11 20,05	101° 95°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром b = 9,22 Å
15	70	Дайка диабаза	5,17	8,96	10,10	101°	1M	
16	71	Андезито-дацитовые кварцевые порфиры	5,18	8,96	10,10	101°	1M	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
17	74	Андезито-дацитовые кварцевые порфириты	5,18	8,98	10,08 20,00	101° 95°	1M + 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,22 \text{ \AA}$
18	137/6	Рудник 5-6 гор. 746 м.	5,18	8,98	10,30	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,24 \text{ \AA}$
19	138/6		5,17	8,98	10,32	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,23 \text{ \AA}$
20	58/6	Жила 52	5,17	8,98	10,04	101°	2M ₁ + 1M ₁	
21	42/5		5,18	8,97	10,00	101°	1M > 2M ₁	
22	71/6		5,18	8,98	9,99	101°	1M > 2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,236 \text{ \AA}$
23	54/6		5,17	8,98	19,98	95°	2M ₁	
24	78/6	Горизонт 787	5,17	8,98	19,16	95°	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,23 \text{ \AA}$
25	240/6		5,17	8,98	20,02	95° 15'	2M ₁	
26	252/6		5,18	8,98	20,00	95° 12'	2M ₁ + 1M	Примесь хлорита с параметром $b = 9,24 \text{ \AA}$
27	258/6	Жила 53	5,18	8,98	19,98	95°	2M ₁	



Рис. 31 Микроморфология кристаллов монтмориллонитизированного серицита (края пластинок серицитов размыты). Суспензия. Увеличение 10000^х.

ной модификации $2M_1$, имеющего широкое площадное распространение. В дальнейшем при более низких температурах произошло сопряженное с рудоотложением образование серицита политипной модификации $1M$ ($1M > 2M_1$).

Приуроченность серицита политипной модификации $1M$ к дайке может служить лишним доказательством его дорудности.

Определенные электронографические параметры элементарных ячеек серицитов Кафанского месторождения приведены в табл. 9

б. Шаумянское месторождение

Объединяемая под названием "Шаумянское месторождение" группа полиметаллических рудных участков и проявлений восточного фланга Кафанского месторождения (Шаумянский, Халаджский, Тежадинский, Куш-Магара, Джангир и Мунджухлу) находится в 2 км к востоку от Центрального участка. Границы месторождения проходят по ущелью р. Халадж, Барабатум-Халад-

жскому разлому, долине р. Вожчи и с востока по контакту кварцевых андезито-дацитов с верхнеюрскими образованиями.

Основную роль в геологическом строении месторождения играют кварцевые андезито-дациты, известные под названием "барабатумская серия". Охватывая площадь примерно в 4 кв. км, кварцевые андезито-дациты ограничиваются с севера и юга долинами рр. Хападж и Вожчи, а с востока и запада - верхнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями. Описываемые породы подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению.

Среди кварцевых андезито-дацитов присутствуют также прослои, горизонты и пачки вулканогенно-обломочных пород - лавобрекций. Макроскопически это грубообломочная порода, состоящая из обломков андезито-дацитов, скементированных лавовым материалом того же состава. Цвет породы светло-серый. Мощность лавобрекций колеблется от нескольких сантиметров до сотен метров.

Кроме лавобрекций в кварцевых андезито-дацитах отмечаются маломощные пачки и линзы вулканогенно-осадочных пород, представленных пропластками песчаников, туфопесчаников и туфов, относимых А. Т. Асланяном (1949) и В. Т. Акопяном (1962) к верхнему байосу. При мощности от нескольких до двух десятков метров эти породы протягиваются иногда до 500 м.

Верхнеюрские вулканогенные образования на территории месторождения почти отсутствуют. Представлены они туфоконгломератами и туфобрекциями с прослойями порfirитов.

На месторождении развиты дайки основного состава, представленные диабазовыми и габбро-диабазовыми порфиритами, мощность которых иногда достигает порядка 10-15 м.

В структурном отношении месторождение приурочено к северо-восточному крылу Кафанской антиклинали. Западную границу месторождения представляет один из наиболее крупных в Кафанском рудном районе Барабатум-Хападжский разлом. Простирается он на 7-8 км в северо-восточном близмеридиональном направлении и падает на запад под углом 65-70°. Вертикальная амплитуда смещения разлома составляет порядка 100 м. Д. Н. Логвин и Ю. А. Лейе считают его границей медного и полиметаллического оруднения. В. Т. Акопян и др. (1969) считают разлом рудоконтролирующим. С. С. Ванюшин (1964) придерживается противоположного мнения. Другим крупным нарушением является Центральный разлом, простирающийся с юго-востока

на северо-запад по всей площади месторождения с азимутом падения 260° под углом $65 - 70^{\circ}$.

Сравнительно меньшей выдержанностью и мощностью отличается Восточно-Шаумянский разлом, имеющий также северо-западное простижение с азимутом падения СВ 80° , под углом $40 - 45^{\circ}$.

Тежадинский разлом, представляющий собой восточную границу месторождения, имеет близмеридиональное простижение при угле падения $75 - 80^{\circ}$ на ЮВ. Амплитуда вертикального смещения составляет порядка 100–200 м.

Рудные тела на месторождении представлены жилами, имеющими в основном близширотное простижение.

Вмещающие оруденение кварцевые андезито-дациты Шаумянского месторождения, их пирокласты, а также внедрившиеся в них дайки подвержены различным степеням гидротермального изменения.

Образовавшиеся в результате изменений гидротермальные метасоматиты представлены следующими минеральными фациями, относящимися к формации пропилитов и вторичных кварцитов: эпидот-хлоритовый, хлорит-карбонатовый, карбонат-серицитовый, хлорит-серицитовый пропилиты; серицитовый, коалинитовый кварциты, монокварциты (Э. А. Хачатурян, С. А. Зограбян и др.).

Во всех перечисленных фациях широко распространен серицит. Меньше всего серицита в пропилитах эпидот-хлоритовой фации, где он иногда, вместе с хлоритом, альбитом и кварцем частично замещает фенокристаллы плагиоклаза. Незначительное количество серицита присутствует также и в основной массе. Сравнительно широкое развитие серицита и хлорита, а также мелких зерен кварца наблюдается в основной массе пропилитов хлорит-карбонатовой фации. Апофенокристаллы плагиоклаза в породах этой фации часто замещены альбитом, карбонатом, серицитом, хлоритом и кварцем. Замещение серицитом плагиоклаза происходит в ассоциации с альбитом или с хлоритом и альбитом вместе. Иногда наблюдается замещение темноцветных минералов серицитом в ассоциации с хлоритом, карбонатом и кварцем. Встречаются также замещения хлоритом, кварцем и серицитом бывших фенокристаллов пироксена и амфибала, причем серицит слагает центральную часть, а хлорит и кварц развиваются по периферии.

В пропилитах карбонат-серицитовой фации серицит является

ся преобладающим минералом. Иногда наблюдается полное замещение первичных фенокристаллов и уничтожение их контуров. Чаще всего наблюдаются альбит-карбонатные и серицит-карбонатные псевдоморфозы по фенокристаллам плагиоклаза, реже – альбит-сериицит – кварцевые и карбонат-сериицит – кварцевые псевдоморфозы. В ассоциации с карбонатом и кварцем серицит иногда полностью замещает также темноцветные минералы. Сериицит широко развит также по основной массе породы, образуя зачастую скопления тонкоструйчатой волокнистой формы.

В пропилитах хлорит-сериицитовой фации серицит часто полностью замещает апофенокристаллы плагиоклаза и развивается по краям и трещинам порфировых выделений первичного кварца. Иногда в ассоциации с хлоритом и рутилом, хлоритом, кварцем и рутилом серицит замещает апопорфировые выделения пироксена и амфибола. Основная масса почти целиком окварцирована, хлоритизирована и серицитизирована.

Серицит в породе кварцево-сериицитовой фации формации вторичных кварцитов представлен мелкими чешуйками и их скоплениями, производящими впечатление волокон. Иногда встречаются довольно крупные (0,1 – 0,3 мм) кристаллы серицита. Нередки случаи замещения серицитом или серицитом и кварцем фенокристаллов темноцветных минералов. Порфировые выделения частично или полностью замещены серицитом. Зачастую в породе этой фации наблюдаются отдельные зерна, их скопления, а также маломощные прожилки, сложенные сфалеритом, халькопиритом, галенитом.

Рудные жилы Шаумянского месторождения приурочены в основном к зоне распространения кварцево-сериицитовой фации формации вторичных кварцитов.

Содержание серицита заметно уменьшается в породах кварцево-каолинитовой и монокварцевой фаций, где он представлен отдельными зернами и небольшими скоплениями.

Электронномикроскопическое исследование серицитов Шаумянского месторождения показало, что они представлены в основном очень тонкими полупрозрачными пластинками неправильной формы, иногда с закрученными краями. Размеры этих пластинок колеблются в широких пределах – от 0,3 до 3 мк. Очень часты случаи сплошного преобладания крупных, порядка 3 мк, пластинок (рис. 33). Как и на остальных месторождениях, здесь

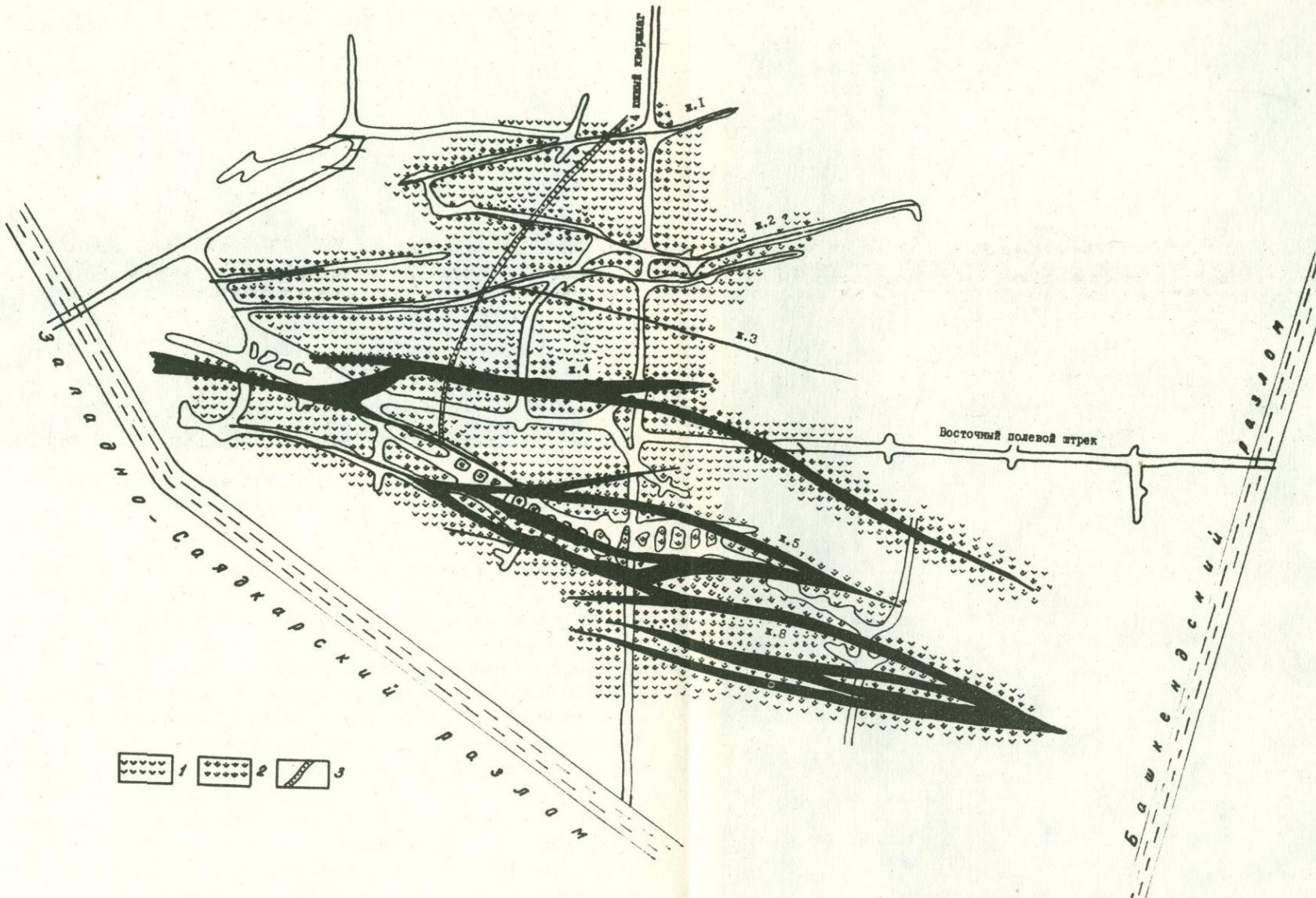


Рис. 32 Распределение политипных модификаций серицита на Кафанском месторождении (участок Катар).
 1 - серицит поддитипной модификации 2M₁. 2 - зоны с преобладающим распространением серицита политипной модификации 1M ($1M > 2M_1$). 3 - дайка с содержанием серицита политипной модификации 1M.



Рис. 33 Микроморфология кристаллов серицита из Шаумянского полиметаллического месторождения. Суспензия. Увеличение 10000^х.

также для серицитов из даек характерны более мелкие размеры пластинок (рис. 34).

Для изучения политипных разновидностей серицитов Шаумянского полиметаллического месторождения был собран материал с гор. 746 (шт. № 4). Образцы были отобраны вкрест простирания рудных тел, а также из даек и их приконтактовых участков.

Электронографическое изучение серицитов Шаумянского месторождения показало принадлежность их к высокотемпературной политипной модификации $2M_1$ (табл. 10), отличающейся высоким совершенством структуры, независимо от места его нахождения, в удалении или непосредственном контакте с рудным телом.

Полученные данные позволяют предполагать, что образование руд Шаумянского месторождения произошло при относительно высоких температурных условиях по сравнению с рудами Кафанского месторождения.

В пользу нашего предположения говорит также установленный Э. А. Хачатурияном (1958) факт отсутствия признаков колломорфности в полиметаллических рудах (Шаумян, Халадж и

Таблица 10

Параметры элементарных ячеек серicitов из Шаумянского месторождения

№ пп	№ пп	Исходная порода	Параметры элементарной ячейки серита				Политипная модификация	Примечание
			$a\text{\AA}$	$b\text{\AA}$	$c\text{\AA}$	β		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2	Кварцевые андезито-дациты и их пирокласты	5,17	8,96	19,95	95°21'	2M ₁	
2	3		5,17	8,96	19,63	95°	2M ₁	
3	4		5,17	8,96	20,08	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами 1/ $b = 9,15 \text{\AA}$
4	8		5,17	8,96	19,55	95°42'	2M ₁	
5	14	-"-	5,17	8,96	20,18	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,15 \text{\AA}$
6	15	-"-	5,17	8,96	20,13	95°45'	2M ₁	
7	16	-"-	5,17	8,96	19,65	95°57'	2M ₁	
8	17	-"-	5,17	8,96	19,65	95°45'	2M ₁	
		Жила № 4						
9	20	-"-	5,17	8,96	20,08	95°24'	2M ₁	
10	21	Дайка диабазового порфирита	5,17	8,96	18,75	95°30'	2M ₁	Примесь двух триоктаэдрических минералов: 1/с параметром $b = 9,12 \text{\AA}$ и 2/с параметрами $a = 5,36 \text{\AA}$ и $b = 9,30 \text{\AA}$
		Жила № 5						
11	22	Кварцевый андезито-дацит	5,18	8,98	20,10	95°12'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами $a = 5,30 \text{\AA}$ и $b = 9,23 \text{\AA}$
12	23	-"-	5,17	8,96	19,83	95°45'	2M ₁	
13	24	-"-	5,17	8,96	20,00	95°42'	2M ₁	
14	26	-"-	5,17	8,96	20,13	95°50'	2M ₁	
15	27	-"-	5,17	8,96	19,80	95°50'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром $b = 9,19 \text{\AA}$
16	28	Дайка диабазового порфирита	5,17	8,96	19,90	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами $a = 5,34 \text{\AA}$ и $b = 9,25 \text{\AA}$
17	29	Кварцевый андезито-дацит	5,17	8,96	20,00	95°50'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами $a = 5,33 \text{\AA}$ и $b = 9,22 \text{\AA}$
18	30	-"-	5,17	8,96	20,00	95°45'	2M ₁	
		Жила						

1	2	3	4	5	6	7	8	9
19	32	Кварцевый андезитодицит	5,17	8,96	19,90	95°30'	2M ₁	
20	33	"	5,17	8,96	19,88	95°30'	2M ₁	
21	34	"	5,17	8,96	19,89	95°30'	2M ₁	
22	35	"	5,17	8,96	19,98	95°42'	2M ₁	
		ж и л а						
23	36	"	5,17	8,96	20,10	95°40'	2M ₁	
24	37	"	5,17	8,96	19,92	95°42'	2M ₁	
25	40	"	5,17	8,96	20,20	95°50'	2M ₁	
		ж и л а						
26	42	"	5,17	8,96	19,98	95°36'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
27	43	"	5,17	8,96	20,20	95°54'	2M ₁	
		ж и л а						
28	44	Дайка диабазового порфирита	5,17	8,98	19,98	95°46'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами
29	45	Кварцевый андезитодицит	5,17	8,96	19,87	95°42'	2M ₁	Примесь хлорита с параметрами
30	47	Дайка диабазозого порфирита	5,17	8,96				$a = 5,33 \text{ \AA}$ и $b = 9,28 \text{ \AA}$
31	48	Кварцевый андезитодицит	5,17	8,96	19,94	95°46'	2M ₁	
32	871	Дайка диабазового порфирита	5,18	8,98				$a = 5,30 \text{ \AA}$ и $b = 9,23 \text{ \AA}$
33	861		5,18	8,98	19,98	95°42'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
34	908	Кварцевый андезитодицит	5,175	8,97	20,03	95°40'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
35	922	"	5,17	8,96	19,98	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
36	975	"	5,17	8,96	19,98	95°45'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
37	986	"	5,16	8,95				$b = 9,18 \text{ \AA}$
38	991	"	5,16	8,95	19,86	95°45'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
39	1083	"	5,17	8,96	19,90	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
		Участок Х а л а д ж						
40	317/6	"	5,18	8,98	19,97	95°30'	2M ₁	Примесь хлорита с параметром
41	325/6	"	5,17	8,97	20,00	95°30'	2M ₁	
42	326/6	"	5,17	8,96	20,02	95°30'	2M ₁	

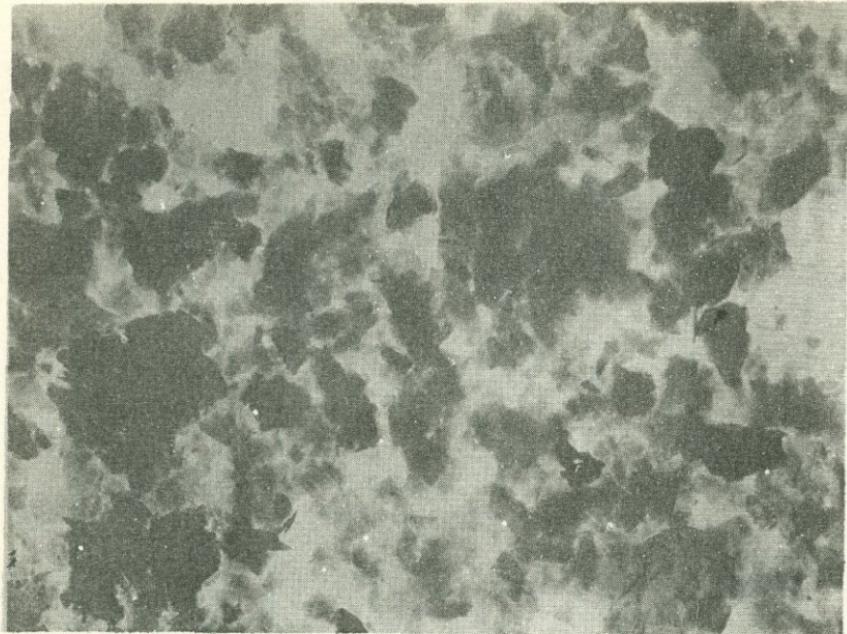


Рис. 34 Микроморфология кристаллов серицита из дайки диабазового порфирита. Суспензия. Увеличение 10000^X.

др.), в отличие от серно-медноколчеданных руд (Кафан).

Наличие в дайках диабазовых порфиритов месторождения серицита той же политипной модификации ($2M_1$) свидетельствует об их дорудности.

При определении параметров серицитов были рассчитаны также некоторые параметры хлоритов и других диоктаэдрических минералов, находящихся в виде примесей в них. Результаты вычислений приведены в табл. 10.

Результаты электронографического изучения серицитов из различных участков Кафансского рудного района в связи с временной последовательностью формирования гидротермально измененных пород и рудных жил разного состава свидетельствуют о следующем.

В начале этапа формирования месторождения образуются серицитовые и некоторые другие фации вторичных кварцитов, в которых серицит представлен политипной модификацией $2M_1$, что, по всей вероятности, связано с высокотемпературным характером газо-гидротермальных растворов. Далее происходит

стадийное формирование серноколчеданных, медноколчеданных руд соответствующих стадий минерализации. Собственно окорудные изменения для руд этих стадий выражены в серицитизации, хлоритизации, окварцевании и карбонатизации ранее измененных пород. В окорудных вмещающих породах в этих случаях происходит образование серицита политипной модификации $1M$ ($1M > 2M_1$), что по-видимому, обусловлено относительно низкотемпературным характером рудоносных растворов медноколчеданной стадии минерализации. Модификация $2M_1$ с той или иной примесью $1M$ (или без нее) наблюдается в удаленных от рудных тел участках или сохраняется в виде "останцев" между жилами. Там, где жилы расположены очень близко, как и на Шамлугском месторождении, наблюдаются зоны сплошного распространения серицита политипной модификации $1M > 2M_1$. Необходимо отметить что серицит из габбро-диабазовой дайки Катарского участка (рис. 32), представлен политипной модификацией $1M$. Это обстоятельство свидетельствует о дорудном возрасте этой дайки.

Руды полиметаллической стадии, как уже отмечалось, пространственно разобщены от колчеданных руд и залегают в пропилитизированных кварцевых порфиритах Барабатумской серии. Окорудные изменения полиметаллической стадии оруденения выражены в образовании кварц-серицитовых с карбонатом мetasomatитов, которые с удалением от рудных тел сменяются хлорит-серицитовыми, хлорит-карбонатными и другими пропилитами. Независимо от расстояния от рудных тел и минеральных парагенезисов, окорудные серициты этой стадии минерализации представлены высокотемпературной политипной модификацией $2M_1$. Факт развития этой политипной модификации около полиметаллической стадии минерализации, завершающей рудный процесс, является несколько неожиданным. В порядке предположения можно допустить, что формирование полиметаллических руд Шаумянского месторождения происходило при относительно высоких температурах, благоприятных для образования серицита политипной модификации $2M_1$.

Повышение температуры растворов в конечных (завершающих) стадиях минерализации при предположении о генетическом единстве медно-полиметаллической формации в целом не является типичным для гидротермальных месторождений, которые формируются на фоне общего понижения температуры. Однако из этой закономерности есть исключения. Наблюдаются случаи, когда температура начала кристаллизации (рудоотложения) последующей стадии несколько превышает температуру начала кристал-

лизации предыдущей стадии. Существенное повышение температуры в конце многостадийного рудного процесса отмечено И. Н. Кигаем (1966) для Либудзинского оловорудного месторождения. Здесь, по данным геотермометрии, наблюдается постепенное падение температур минералообразования от первой стадии к последней. Температура уменьшалась и внутри каждой стадии от ранних минералов к поздним, причем ранние минералы каждой последующей стадии выделялись при более высоких температурах, чем конечные — предыдущей. Исключением в этой общей картине является последняя стадия, которая начиналась при более высокой температуре, чем предыдущая. Это обстоятельство объясняется автором внедрением даек плагиоклазовых порфиритов перед последней стадией.

Факт наличия внутриминерализационных даек на Кафанском месторождении отмечался еще в 1936 г. В. Н. Котляром. О существовании этих даек говорится также в работах Г. О. Григоряна (1957), Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе (1965) С. С. Ванюшина (1959) и других авторов. Г. О. Григоряном, в частности, отмечается, что "медное оруденение образовалось до внедрения диабазовых даек, а полиметаллическое — после них". На существование послерудных, в отношении серно-медноколчеданного оруденения, даек указывает также А. И. Карапетян (1970).

Эти геологические факты позволяют предполагать, что повышение температуры к началу полиметаллической стадии минерализации должно быть увязано с высокими температурами кристаллизации основной магмы. После внедрения этих даек произошло отделение высокотемпературных гидротерм, которые отлагали руды и одновременно способствовали новообразованию серицита политипной модификации $2M_1$. О дорудности основных даек Шаумянского месторождения свидетельствуют данные, полученные Э. А. Хачатуровым, С. А. Зограбяном и др. и дополнительно — факт обнаружения в них серицитов той же политипной модификации.

Вместе с этим не исключена также возможность, что формирование полиметаллических руд Шаумянского месторождения оторвано во времени от стадий серно- и медноколчеданного оруденения Кафана^{*} и широкое распространение серицита политипной модификации $2M_1$, как и на остальных изученных месторождениях, свидетельствует о начале нового рудного процесса (Р. Г. Мхитарян, 1972).

* Аналогичная картина отмечена А. Д. Ракчеевым (1956) на примере Южно-Кузнецкого месторождения Среднего Урала.

ГЛАВА 1У

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛИТИПНОЙ МОДИФИКАЦИИ $2M_2$ ГИДРОСЛЮДЫ ИЗ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Как уже отмечалось выше, при изучении серицитов из колчеданных месторождений среди общей массы политипных модификаций серицитов $1M$ и $2M_2$ нами были обнаружены также политипные модификации $2M_2$ (С. О. Ачикгезян и др., 1968, 1969). Специфика условий нахождения серицитов этой модификации, т.е. пространственная приуроченность ее к сравнительно крупным рудным телам — линзам, штокам, а также редкость его нахождения, вызывает необходимость более подробного изучения его структурных особенностей (Р. Г. Мхитарян, 1969, 1974).

Существование политипной модификации $2M_2$ в серии диоктаэдрических слюд некоторыми исследователями (Radoslowich, 1958, 1961) считалось теоретически мало вероятным, ибо закономерности, установленные ими, говорили о принципиальной возможности существования смежных слоев с углом поворота между ними, равным $(2n + 1) 60^\circ$, только для триоктаэдрических слюд, для которых характерны большие размеры октаэдрической сетки и для пепидолитов, в которых не наблюдается замещение кремния алюминием в тетраэдрах.

Впервые политипная модификация $2M_2$ была обнаружена Левинсоном (1955) среди пепидолитов с содержанием $4,5\text{--}5,1\%$ Li_2O .

Далее эта политипная модификация была найдена Тредгольдом (1959) среди гидромусковитов из оклорудных пород медного месторождения Маунт Лайелл (Тасмания). Поскольку образец был взят из выработки, в которой тонкозернистые массы "серицита" связаны с рудными телами, Тредгольд считает, что

этот гидромусковит является продуктом взаимодействия между рудообразующими гидротермальными растворами и вмещающими породами, которые в основном состоят из серицита, кварца и хлорита. Факт обнаружения гидромусковита политипной модификации $2M_2$ был интерпретирован некоторыми исследователями как смесь политипных модификаций $2M_1 + 1M$ (Radoslowich, 1961).

Обнаруженный среди шунгитовых сланцев Карелии в 1925 г. В. М. Тимофеевым светло-зеленый асбестовидный минерал был назван им гюмбелитом по аналогии с тонковолокнистым выполняющим остатки каменноугольных растений минералом, найденным близ Норд-Гальбена в Фихтельгебирге.

Некоторые исследователи (Dana, 1892; В. И. Тимофеев, 1925) считали гюмбелит близким к пирофиллиту, однако дальнейшие исследования (Агиа, 1944, П. П. Токмаков и др. 1961) показали резкое различие структуры гюмбелита и пирофиллита и большую близость ее к структуре гидрослюд. Об этом свидетельствует близость рентгеновских характеристик гюмбелита и гидромусковита.

Однако именно это сходство и привело авторов к ошибочному выводу о принадлежности гюмбелита к политипной модификации $2M_1$.

Проведенные позднее работы Е. П. Соколовой (1966), В. А. Дрица и др. (1966) показали, что структура гюмбелита относится к диоктаэдрической политипной модификации $2M_2$. При изучении рентгенограмм вращения гюмбелита была обнаружена зависимость между формой рефлексов и их индексами: точечная для рефлексов 001 и вытянутая для hkl и особенно для тех, где l равно или близко к 0 . Это обстоятельство весьма необычное для пластинчатых слоистых силикатов, и привело авторов к выводу о том, что волокна гюмбелита состоят из вытянутых по оси абрисков, образующих между собой угол в 120° , а с направлением волокна - 60° .

Выявленная нами гидрослюда диоктаэдрической политипной модификации $2M_2$ среди кварцитов, контактирующих с линзами и штоками колчеданных руд, отличается высоким совершенством структуры. Этот вывод сделан нами на основании его всестороннего исследования методами электронной микроскопии, электронографии и рентгенографии.

Электронная микроскопия установила отличия в морфологии кристаллов гюмбелита и выявленной нами гидрослюды (рис. 35, 37) при идентичности дифракционной картины (рис. 36, 38 табл. 11).

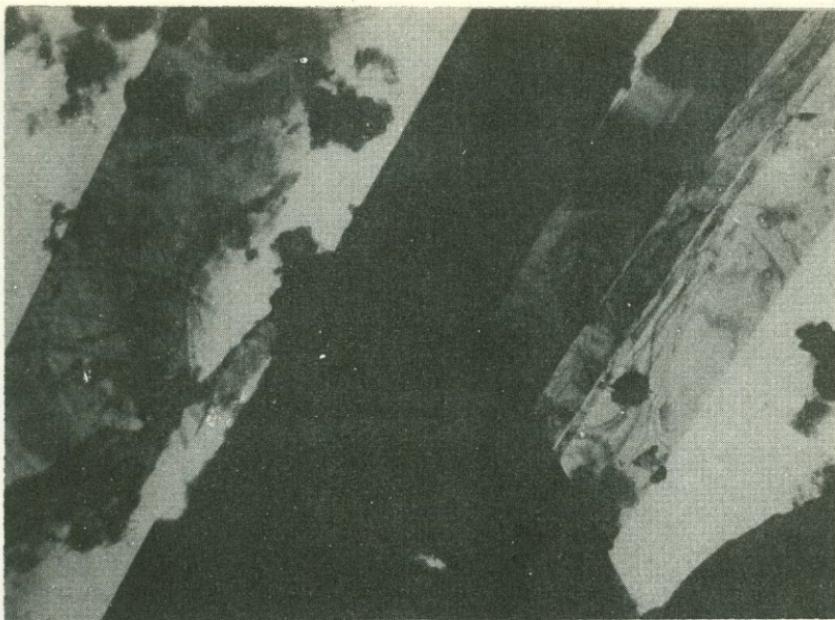


Рис. 35. Микроморфология кристаллов гюмбелита. Обр. 6072^x (коллекция П. П. Токмакова). Суспензия. Увеличение 10000^x.

Кристаллы гюмбелита под электронным микроскопом представлены удлиненными формами. При ширине порядка 1–2 мк они достигают длины – 10 мк и более. Кристаллы нашего образца представлены очень тонкими пластинками неправильной формы размерами от 0,5 до 3 мк.

Основным методом, позволившим получить полную структурную характеристику изучаемого образца, явился электронографический метод косых текстур.

Электронограмма гидрослюды, полученная при ускоряющем напряжении 80 кв и $\varphi = 60^\circ$, отличается высоким разрешением рефлексов и отсутствием фона, что свидетельствует о совершенстве ее кристаллической структуры.

На электронограмме заметны дополнительные рефлексы, свидетельствующие о незначительной примеси тонкодисперсного кварца.

Как известно, высоты рефлексов на электронограммах от моноклинных кристаллов силикатов определяются как $D = hp + lq$ (в случае, когда угол моноклинности – угол β) и $D = ks + lq$ (когда угол моноклинности – α).

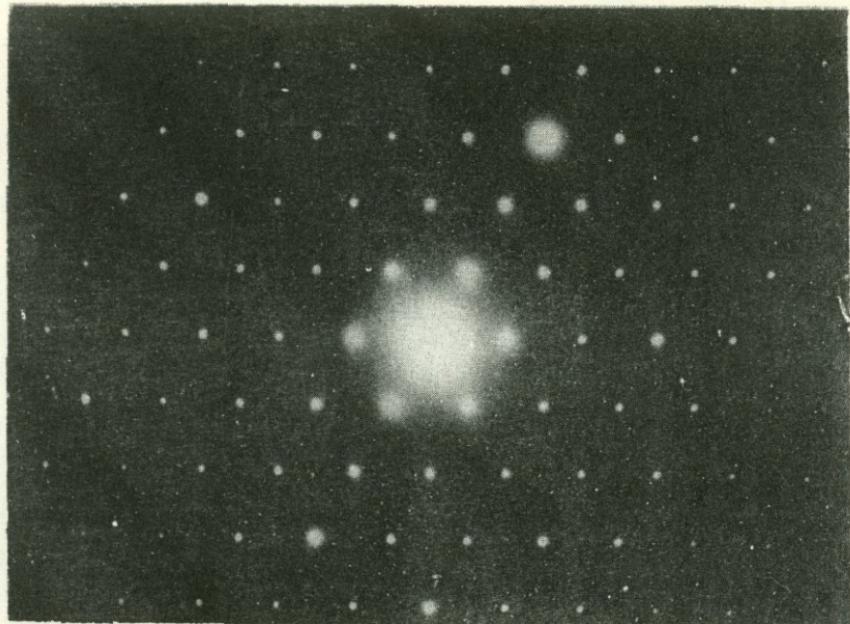


Рис. 36 Микродифракционная картина с участка кристалла гидробиотита.

Характер наложения последовательных трехэтажных слюдяных слоев в структуре гидрослюды политипной модификации $2M_2$ (символическая запись по Б. Б. Звягину - $\sigma_5 \sigma_4 \sigma_5 \sigma_4 \dots$) таков, что обуславливает моноклинную ячейку с углом $\alpha \neq \frac{\pi}{2}$ и симметрией $C2/c$ при обычном выборе осей a и b ($a < b$) для слоистых силикатов. Для перехода к стандартной установке с углом β необходимо поменять местами оси a и b .

В случае идеальных значений компонент σ , разных $+0,333a$ $-0,333b$ и τ (для слюд $\tau = 0$) моноклинная ячейка гидрослюды должна иметь идеальный угол α , определяемый соотношением $c \cdot \cos \alpha = -b/3$. При этом параметры s и q в соответствии с уравнениями

$$s = -\frac{L\lambda}{b \cdot \operatorname{tg} \alpha \cdot \sin \varphi} \quad \text{и} \quad q = \frac{L\lambda}{c \cdot \sin \alpha \cdot \sin \varphi}$$

будут связаны отношением $s = q/3$. В этом случае на первом и втором эллипсах: электронограммы от косой текстуры гидрослюды политипной модификации $2M_2$ наблюдалась бы последовательность рефлексов, приведенная в табл. 12 (Б. Б. Звягин, 1964).

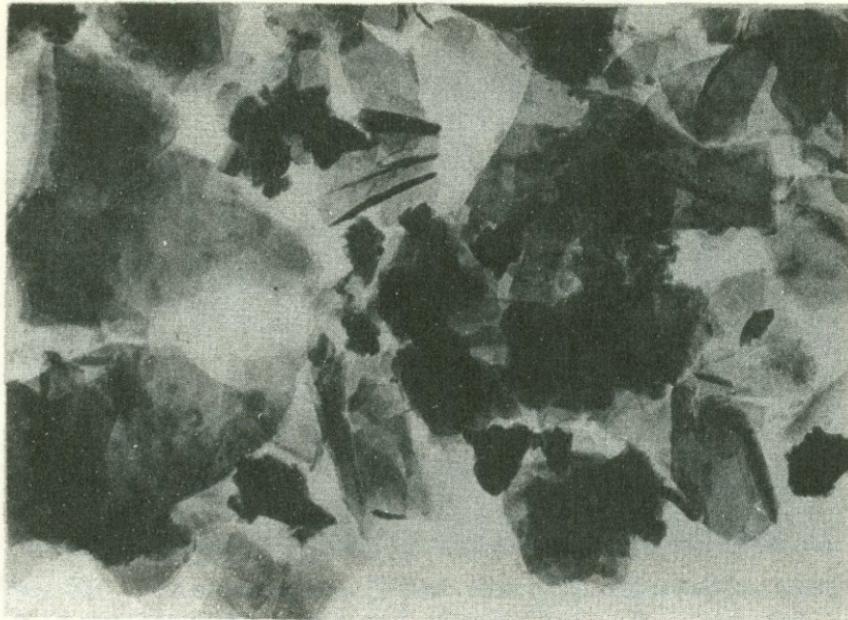


Рис. 37 Микроморфология кристаллов гидрослюды политипной модификации $2M_2$, обр. 3. Суспензия. Увеличение 10000^х.

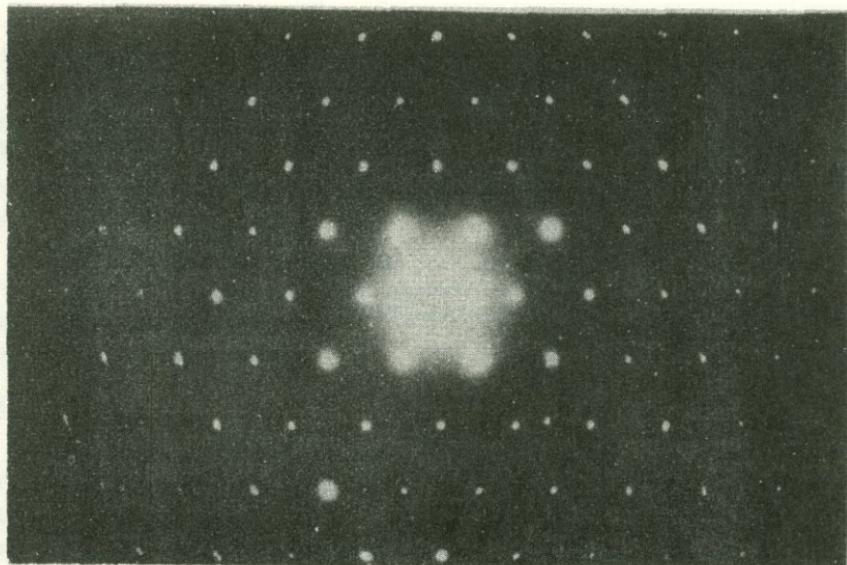


Рис. 38 Микродифракционная картина от монокристалла гидрослюды. Обр. 3

Таблица 11

Сравнение данных порошковой рентгенограммы гидрослюды $2M_2$ с порошковыми
слюдами политипной модификации $2M_2$ и $2M_1$

Сбр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
8	10,0	9	8,9
4	5,01	5	4,97
9	4,48	7	4,51
0,5	4,30	1п	4,34
	4,27	-	-
-	-	-	-
3	3,89	6ш	3,90
-	-	-	-
4	3,66	4	3,68
3,5	3,50	3	3,50
6	3,34	10	3,33
4	3,20	5	3,20
3,5	3,06	4	3,08
0,5	3,01	1	3,00
0,5	2,93	-	-
3	2,87	4ш. р.	2,867
3	2,81	3	2,807
10	2,58	9ш	2,589
2	2,46	3	2,497
	2,40	5ш	2,439
1	2,25	2ш	2,266
0,5	2,19	2ш	2,205
0,25	2,14	1п	2,152
1,50	2,08	2	2,067
3	2,00	9	1,998
-	-	-	-
-	-	-	-
-	-	-	-
-	-	-	-
0,25	1,176	3	1,711
0,50	1,691	2	1,890
0,50	1,667	3	1,669
0,50	1,638	4	1,742
0,25	1,619	1	1,615
0,50	1,589	3	1,590
0,25	1,656	2	1,569
-	-	-	-
-	-	-	-
5	1,503	8	1,506

Обр. 1 - гидромусковит $2M_2$ (Treagold, 1959);

Обр. 2 - гюмбеллит из Карелии; обр. 3 - гидрослюд из Тандзута;

Обр. 4 - мусковит $2M_1$ (Е. Л. Соколова, 1963).

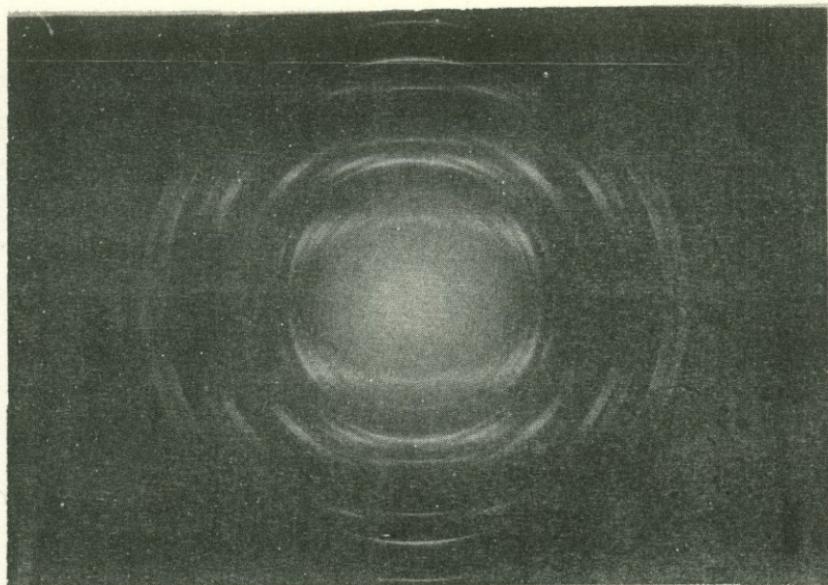


Рис. 39. Электронограмма косой текстуры гидрослюды политипной модификации $2I_2$, обр. 3 ($\psi = 60^\circ$).

Однако электронограмма исследуемого нами образца обнаруживает существенные отклонения от приведенной выше идеальной схемы. В этом смысле весьма показательны расщепления рефлексов, которые с наибольшей наглядностью проявились на втором эллипсе, где рефлексы расположены тройками. Последнее обстоятельство указывает на то, что $s \neq q/3$. Предположим, что $s = q/3 + \Delta s$ или $s = q/3 - \Delta s$ тогда высоты рефлексов троек второго эллипса будут иметь вид, указанный в табл. 13.

Наличие двух одинаковых значений D для рефлексов $13(1-1)$ и $13(1+1)$ говорит о невозможности их однозначного индицирования, т. е. из анализа высот рефлексов второго эллипса s можно определить с точностью до $\pm \Delta s$ при $s < q/3$ или $s > q/3$.

Вместе с тем можно отметить, что по средним рефлексам троек $20\bar{1}$ можно однозначно определить q , так как их высота $D = lq$. Точное значение s можно определить только из анализа высот первого эллипса (см. табл. 14).

Таблица 12

Последовательность расположения рефлексов первого и второго эллипсов электронограммы от косой текстуры гидрослюды политипной модификации $2M_2$ при идеальном строении и расположении слоев

Первый эллипс			Второй эллипс		
	hkl	D / s		hkl	D / s
1			131	200	131
2	110	1	130	201	132
3	111,020	2			3
4					
5	111,022	4	131	202	133
6	112	5	132	203	134
7					9
8	112	7			
9	113,024	8	133,	204	135
10					12
11	113,024	10	134	205	136
12	114,	11			15
13			135	206	137
14	114	13			18
15	115,025	14			

Таблица 13

hkl D	13(l-1)	20l	13(l+1)	Варианты s
D	lq + 3Δs	lq	lq - 3Δs	s = q / 3 + Δs
D	lq - 3Δs	lq	lq + 3Δs	s = q / 3 - Δs

Как видно из таблицы, оба варианта различаются высотами D рефлексов и первый эллипс дает возможность однозначного выбора из двух вероятных по второму эллипсу значений s.

Для исследованной гидрослюды $2M_2$ оказалось, что $s > q/3$. В результате анализа высот рефлексов на электронограмме были определены параметры s и q, равные соответственно 0,99 и 2,36 мм при $2L\lambda = 40,88$ и угле наклона образца к электронному пучку $\varphi = 60^\circ$.

Таблица 14

D \ hkl	111	$1\bar{1}(1+1)$	$0\bar{2}(1+1)$	Варианты s
D	$(1+1/3)q + \Delta s$	$(1+2/3)q - \Delta s$	$(1+1/3)q - 2\Delta s$	$s = q/3 + \Delta s$
D	$(1+1/3)q - \Delta s$	$(1+2/3)q + \Delta s$	$(1+1/3)q + 2\Delta s$	$s = q/3 - \Delta s$
D \ hkl	$11(1+1)$	$02(1+1)$	$1\bar{1}(1+2)$	
D	$(1+4/3)q + \Delta s$	$(1+5/3)q + 2\Delta s$	$(1+5/3)q - \Delta s$	$s = q/3 + \Delta s$
D	$(1+4/3)q - \Delta s$	$(1+5/3)q - 2\Delta s$	$(1+5/3)q + \Delta s$	$s = q/3 - \Delta s$

$0\bar{2}(1+1)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $3s-q$

III $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $q-2s$

$1\bar{1}(1+1)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$

2s

$II(1+1)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $q-2s$

$II(1+2)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $3s-q$

$02(1+1)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $2q-4s$

$0\bar{2}(1+3)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $3s-q$

$II(1+2)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $q-2s$

$1\bar{1}(1+3)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$

Рис. 40 Характер расположения рефлексов на первом эллипсе электронограммы косой текстуры гидрослюды политипной модификации $2M_2^*$

2s

$II(1+3)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $q-2s$

$1\bar{1}(1+4)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$ $3s-q$

$02(1+3)$ $\overbrace{\hspace{1cm}}$

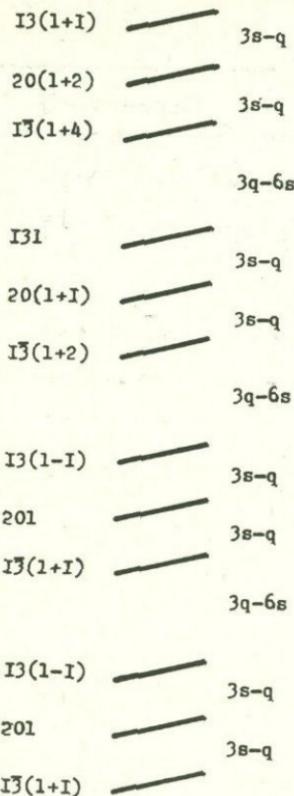


Рис. 41 Характер расположения рефлексов на втором эллипсе со-сой текстуры гидрослюды политип-ной модификации $2M_2$.

Полученные значения s и q позволили рассчитать теорети-ческие высоты всех рефлексов электронограммы.

Изучение этих высот позволило выявить определенные зако-номерности в расположении рефлексов на различных эллипсах. Так, например, первый эллипс характерен наличием троек реф-лексов двух типов: $0\bar{2}$ ($1+1$), $\bar{3}1$, $\bar{1}\bar{2}$ ($1+1$) и $\bar{1}\bar{1}$ ($1+1$), $\bar{2}\bar{2}$ ($1+2$), 02 ($1+1$) разница между высотами ΔD которых равна соответственно:

$$3s - q, q - 2s, 2s, q - 2s, 3s - q.$$

Разница между высотами ΔD рефлекса $02(1+1)$ и начального рефлекса следующей тройки равна $2q - 4s$ (рис. 40).

Погасание рефлексов $0k1$ с $k=2n+1$ свидетельствует о на-личии в структуре нашего образца плоскостей скользящего от-ражения с.

Для второго эллипса также характерно расположение реф-

лексов тройками $1\bar{3}$ ($1+1$), 201 , 13 ($1-1$). Высоты этих рефлексов равны $(1+1) q = 3s$, $1q$, $(1-1) q \neq 3s$.

Разница между высотами Δd внутри тройки постоянна и равна $3s - q$, а разница между высотой конечного рефлекса одной тройки и начального последующей разна величине $3q - 6s$ (рис. 41).

Проведенный выше теоретический разбор особенностей расположения рефлексов на первом и втором эллипсах свидетельствует о том, что расщепление рефлексов на них должно быть одинаковым. Однако если на втором эллипсе тройки рефлексов выделяются весьма наглядно на электронограмме, то первый не обнаруживает подобной четкости. Искомые нами тройки фактически проявились лишь в области рефлексов $0\bar{2}6$, 115 , $1\bar{1}6$, и 114 , $1\bar{1}5$, 024 . В области рефлексов с меньшими высотами геометрия первого эллипса на первый взгляд не соответствует полученным нами закономерностям расположения рефлексов, создается впечатление расположения рефлексов двойками (рис. 39).

Для разъяснения этого обстоятельства был проведен теоретический расчет интенсивностей рефлексов первого эллипса.

Подсчет дифракционных свойств проводился по весьма рациональному способу, предложенному Б. Б. Звягиным (1964) и основанному на предварительном подсчете дифракционной характеристики отдельного слоя.

Численный подсчет привел к распределению ΣF^2 для рефлексов первого эллипса, представленного в табл. 15. Эта таблица может служить основой для диагностики циоктаздрической слюды $2M_2$ не только по электронограммам от текстур, но и по порошковым рентгенограммам, поскольку приведенные в таблице последовательности рефлексов и соотношения ΣF^2 могут рассматриваться как дифракционные характеристики в общих чертах справедливые для картин, полученных разными методами.

Приведенные в таблице численные значения ΣF^2 полностью объясняют первоначально казавшееся непонятным строение первого эллипса. Так, в силу недостаточности интенсивностей рефлексов — 020 , 111 , $1\bar{1}2$, 022 , они не заметны на электронограмме.

При подсчете дифракционных свойств был использован не идеальный мусковитовый состав:

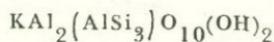


Таблица 15

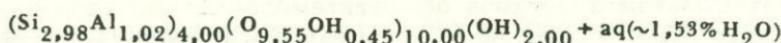
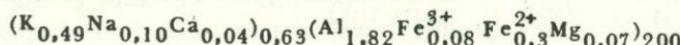
Теоретические численные значения F_{hkl}^2 и d/n рефлексов
 $\bar{0}\bar{2}1$, $1\bar{1}1$ слоев политипной модификации $2M_2$

№ уровняй	F_{hkl}^2	hkl	d/n
0			
1	125	110	4,53
2	90	111	4,51
3	7	020	4,48
4			
5	180	022	4,41
6	2	111	4,34
7	1	112	4,29
8			
9	50	112	3,99
10	100	113	3,94
11	0,1	022	3,83
12			
13	500	024	3,70
14	450	113	3,60
15	350	114	3,537
16			
17	440	114	3,214
18	80	115	3,175
19	580	024	3,062
20			
21	65	026	2,954
22	165	115	2,871
23	140	116	2,820
24			
25	130	116	2,574
26	55	117	2,528
27	4	026	2,463
28			
29	80	028	2,382
30	1	117	2,320
31	5	118	2,297

а реальный состав гидрослюды, определенный из данных химического анализа:

SiO_2	- 45,87	MgO	- 0,71
Al_2O_3	- 37,03	Na_2O	- 0,75
Fe_2O_3	- 1,50	K_2O	- 5,80
FeO	- 0,62	H_2O	- 7,19
CaO	- 0,53	сумма	- 100,0

Пересчитанная из данных химического анализа структурная формула гидрослюды имеет вид:



Уточненные параметры элементарной ячейки гидрослюды:

$$\begin{aligned} a &= 5,17 \text{ \AA} \\ b &= 8,96 \text{ \AA} \\ c &= 20,3 \text{ \AA} \\ d &= 100,37' \end{aligned}$$

Отношение $S/q = 0,419$, вместо идеального 0,333. Угол d повышенный и равен $100^{\circ}37'$, вместо идеального $-98^{\circ}30'$. Это обстоятельство указывает на то, что нормальная проекция оси c по абсолютной величине больше $1/3 b$.

Проведенные в последнее время полные структурные исследования лепидолита политипной модификации $2M_2$ (Takeda и др. 1971), а также исследования одного из наших образцов, проведенные при помощи высоковольтного электронографа в ИГЕМ АН СССР (А. П. Жухлистов и др. 1974), показали, что:

1) анионы слоев в структуре $2M_2$ упакованы по кубическому закону (так что основания октаэдров и тетраэдров ориентированы в противоположные стороны). В связи с этим между слоями образуются малые пустые и большие, заселенные катионами, тригональные призмы, тогда как в других слюдах эти катионы имеют октаэдрическую координацию. Эта особенность оказалась кристаллохимически терпимой и не препятствовала образованию диоктаэдрической слюды $2M_2$;

2) средние расстояния от катионов до анионов для двух кристаллографических тетраэдров оказались несколько различными что указывает на упорядоченное распределение изоморфного замещения Si на Al только в одной половине всех тетраэдров.

Для выяснения роли Li в образовании политипной модификации $2M_2$ были проведены спектральные анализы. Последние показали полное отсутствие Li в наших образцах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Методы электронографического структурного анализа и электронной микроскопии являются незаменимыми в изучении структурных и морфологических особенностей серицитов.

Проведенные исследования позволили выявить определенные закономерности в распределении политипных модификаций серицитов в окпорудных измененных породах изученных месторождений (табл. 16).

Таблица 16

Рудные районы	Месторож- дения	Политипные модификации серицитов		
		пред- рудные	связанные с сер- ноколчеданным оруденением	связанные полиметал- лическим оруденени- ем
Алаверд- ский	Алаверди	$2M_1(5)^*$	$2M_1(5)$	$1M(7)$
	Шамлуг	$2M_1(80)$	$2M_1; 2M_1 + 1M;$ $1M > 2M_1(91)$	$1M(10)$
Базумс- кий	Ахтала	$2M_1(6)$	$1M > 2M_1(3)$	$2M_1; 1M$ (24)
	Чибухли	$2M_1(17)$	$2M_1; 2M_1 + 1M;$ $1M > 2M_1; 2M_1(38)$	$1M(9)$
Кафанс- кий	Тандзут	$2M_1(12)$	$2M_1; 2M_1 + 1M;$ $1M > 2M_1; 2M_1^2(28)$	$1M(9)$
	Кафан	$2M_1(9)$	$2M_1; 2M_1 + 1M;$ $1M > 2M_1(21)$	
	Шаумян	$2M_1(10)$		$2M_1$ (29)

* В скобках указано количество определений, по которым рассчитаны параметры элементарной ячейки

Образованию руд предшествует широкое площадное изменение вмещающих пород (пропилитизация и серицитизация).

На изученных месторождениях образуются метасоматиты разного состава, располагающиеся зонально вокруг рудных тел.

Наиболее широко распространенными являются: серицит-кварцевые, кварцевые, кварц-пирофиллитовые, кварц-диккитовые, хлорит-карбонат-кварцевые, серицит-карбонат-кварцевые, альбит-эпидот-хлорит-кварцевые, каолинит-диккит-пирофиллитовые, кварц-алунитовые, хлорит-карбонат-цеолит-халцедоновые метасоматиты. Во всех этих метасоматитах в том или ином количестве неизменно присутствует серицит.

Как видно из табл. 16 в предрудную гидротермальную стадию образуется более высокотемпературная модификация серицита $2M_1$, имеющая широкое площадное распространение.

Изучение серицитов из удаленных от рудных тел участков различных месторождений показало, преобладание в них серицита политипной модификации $2M_1$. В приконтактовых с рудными телами измененных породах были выявлены серициты различных политипных модификаций ($1M$, $2M_1$) и их смеси. Серицит политипной модификации $2M_1$ или смесь его с $1M$ характерны в основном для серно-медноколчеданных руд.

Интересно отметить, что ширина зоны метасоматитов с преобладанием серицита политипной модификации $1M$ около рудных тел колеблется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Намечается уменьшение мощности этих зон в направлении к верхним горизонтам, а на одном и том же горизонте она обычно больше в висячем боку рудных тел и меньше в лежачем, достигая местами 120 м.

Околорудные измененные породы, вмещающие полиметаллическое оруденение, характеризуются содержанием серицита политипной модификации $1M$. В этом отношении исключением является Шаумянское полиметаллическое месторождение Кафанского рудного района. Здесь, в отличие от остальных полиметаллических месторождений и проявлений, серицит из вмещающих оруденение пород представлен политипной модификацией $2M_1$. Широкое распространение серицита политипной модификации $2M_1$ на Шаумянском месторождении свидетельствует, по-видимому, о несколько более высокотемпературных условиях образования этих руд, по сравнению с медными рудами Кафанского месторождения. Этим, возможно, и объясняется полное отсутствие на Шаумянском месторождении руд, имеющих колломорфную тек-

стуру, в отличие от руд Кафана, и повышенное содержание индия в сфалеритах из этого месторождения.

Полученные данные свидетельствуют об определенной последовательности в образовании различных политипных модификаций серицитов на фоне постепенного падения температуры в стадийном процессе рудоотложения.

Аналогичные результаты в последовательности образований политипных модификаций мусковитов отмечаются Е. И. Доломановой (1959, 1963, Б. Б. Звягин и др. 1965) на Лево-Иигодинском оловяно-вольфрамовом месторождении в Забайкалье. Здесь, в рудоносном штокверке, в раннюю (до сульфидную) высокотемпературную стадию минерализации образуется мусковит $2M_1$, а политипная модификация $1M$ кристаллизуется из растворов при низкотемпературных условиях, в так называемой "галенитовой зоне".

Е. И. Доломанова отмечает, что в других оловорудных месторождениях Забайкалья мусковит $2M_1$ кристаллизуется одним из первых минералов в зальбандах жил, преимущественно непосредственно из гидротермальных растворов. Мусковит $1M$ образуется позже и метасоматически замещает триоктаэдрические сподиолиты, присутствующие как в жилах, так и во вмещающих породах.

Нами на Ахтальском и Тандзутском месторождениях в пределах распространения крупных рудных тел (линз и штоков), вне зависимости их вещественного состава, были обнаружены серициты очень редкой политипной модификации $2M_2$.

Слюдя этой политипной разновидности в смеси $2M_1$ была обнаружена в мелких гнездах (диаметром 0,3 – 0,5 см) в массивной халькопирит-пиритовой руде на месторождении Восточный Учинотай в Японии (А. А. Зотов, В. Л. Русинов, 1975).

Локальное распространение сподиолита политипной модификации $2M_2$ свидетельствует о том, что она формируется в более закрытых системах и при меньшем теплообмене.

Модификация $3T$ очень редка и встречена в метасоматитах Тандзутского месторождения в смеси с $2M_1$.

В дорудных дайковых образованиях распространен серицит той же политипной модификации, что и с рудой.

Изучение большого фактического материала, накопленного и проанализированного нами, позволяет использовать политипные модификации серицитов для выяснения ряда генетических особенностей формирования руд и сделать следующие основные выводы:

1. На всех изученных медно-колчеданных месторождениях Армянской ССР, серицит, связанный с предрудными гидротермальными изменениями, представлен политипной модификацией $2M_1$. Это обстоятельство свидетельствует об относительно высокотемпературных условиях предрудных гидротермальных изменений.

2. Серицит политипной модификации $2M_1, 2M_1 + 1M, 1M > 2M_1$ приурочен к серно- и медноколчеданному оруденению.

Содержание серицита политипной модификации $1M$ растет от более ранних стадий к конечным, что связано с постепенным падением температуры процесса рудоотложения.

3. В окорудных измененных породах, вмещающих полиметаллическое оруденение, распространен серицит политипной модификации $1M$, что указывает на относительно низкотемпературные условия его образования. Исключением в этом отношении является Шаумянское месторождение. Широкое распространение здесь политипа $2M_1$ может свидетельствовать, по-видимому, об относительно высокотемпературных условиях образования этих руд по сравнению с рудами Кафана.

4. Наличие в дайках серицита той же политипной модификации, что и около рудных тел, может служить дополнительным признаком его дорудности.

5. Политипная модификация $2M_2$ характерна для относительно крупных рудных тел (линз и штоков) и не зависит от вещественного состава руд.

6. Вычисленные теоретически интенсивности и межплоскостные расстояния рефлексов слюды политипной модификации $2M_2$ могут служить основой для диагностики этой политипной разновидности не только по электронограммам от текстур, но и по порошковым рентгенограммам, поскольку приведенные в таблице последовательности рефлексов и соотношения их интенсивностей могут рассматриваться как дифракционные характеристики, справедливые в общих чертах для картин, получаемых разными методами.

7. Существование зоны вокруг рудных тел с содержанием серицита определенной политипной модификации может служить дополнительным поисковым критерием для выделения перспективных участков развития колчеданного и полиметаллического оруденения среди общих полей серицита содержащих пород.

8. Электронномикроскопические исследования показали, что наблюдается определенная тенденция к приобретению удлиненной формы у серицитов политипной модификации 1М.

Это обстоятельство, возможно, свидетельствует об отсутствии или малом количестве азимутально различно ориентированных слоев в кристалле. Серициты из даек представлены относительно мелкими размерами частиц, по сравнению с серицитами из вмещающих пород. Серициты политипной модификации 2М₁ отличаются неправильными очертаниями частиц, иногда они имеют шестиугольную форму.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Азарян Н.Р. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, т. 12, № 1, 1959.
- Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского района Арм. ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1963.
- Азизбекян М. С. Мхитарян Р. Г. Некоторые особенности серпентитов Алавердского медного месторождения. ДАН Арм. ССР, т. 56, №3, 1973.
- Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
- Акопян В. Т., Казарян А. Г. Новые данные о метаморфических сланцах Базумского хребта в Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, 34, №1, 1962.
- Акопян В.Т., Казарян А.Г., Шехян Г.Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол. №6, 1969.
- Аракелян Р. А., Пиджян Г. О. Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафансской группы месторождений. Изв. АН Арм. ССР, т. 22 », вып. 1, 1956.
- Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван "Айнетрат", 1958.
- Ачикгезян С. О. Метасоматические образования на Тандзутском серноколчеданном месторождении Изв. АН Арм. ССР, Науки о земле, № 3 – 4, 1964.
- Ачикгезян С. О. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций околоврудных пропилитов. Тандзутского и Чибухлинского колчеданных месторождений. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №6, 1971.

Ачикгезян С. О., Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М. Об особенностях околоврудных серицитов некоторых колчеданных месторождений Северной Армении. ДАН Арм. ССР, т. 47, № 2, 1968.

Ачикгезян С. О., Мхитарян Р. Г. Налбандян Э. М. Об обнаружении структурной модификации $2M_2$ среди гидрослюд околоврудных метасоматитов некоторых колчеданных месторождений Северной Армении. ДАН Арм. ССР, № 49, № 1, 1969.

Ачикгезян С. О., Налбандян Э. М. К вариации среднего показателя преломления (N_m) хлоритов на некоторых колчеданных месторождениях Северной Армении. ДАН Арм. ССР, т. 16, № 5, 1968.

Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Арм. ССР, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте палеозойских интрузий Арм. ССР, Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки № 4, 1961.

Багдасарян Г. П., Мелконян Р. Л. Новые данные о гравицентре эоценена и верхней юры в пределах Алaverдского рудного района. ДАН Арм. ССР, т. 26, 1, 1968.

Багдасарян Г. П., Мелконян Р. Л. Новые данные по петрографии и геохронологии некоторых вулканогенных и субвулканических образований Алaverдского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 21, 6, 1968.

Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Изд. Ер. гос. ун-та, Ереван, 1968.

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, М.-Л, 1947.

Белов Н. В. В двойниковых законах у слюд и слюдоподобных минералов. Минер. сб. Львов. геол. об-ва при Львовском гос. ун-те, № 3, 29, 1949.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Минер. сб. Львов. геолог. об-ва при Львов гос. ун-те, № 4; 21, 1959.

Вайнштейн Б. К. Структурная электронография, М., Изд. АН СССР, 1956.

Ванюшин С. С., Малхасян Э. Г. О возрасте субвулканических и гипабиссальных образований Кафанского рудного поля. ДАН Арм. ССР, т. 23, № 3, 1959.

Ванюшин С. С., Лейе Ю., Малхасян Э. Г. Кафанская медная месторождение. Кавк. науч. тех. общ. Цвет. мет., Ереван, 1957.

Ванюшин С. С. Место даечного комплекса Кафанского рудного района Арм. ССР в тектоно-магматической истории раз-

вития сомхето-карабахской геосинклиналии, ДАН Арм. ССР, т.29, №2, 1959.

Ванюшин С. С. Основные закономерности локализации оруденения в Кафанском рудном поле. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 17, №2, 1964.

Вартапетян Б. С. К вопросу о контролирующей структуре Кафанскоого месторождения. Изв. АН Арм. ССР, №1, 1948.

Вартапетян Б. С. О структуре и новом типе оруденения в Зангезуре, Сов. Геология, №29, 1948.

Вартапетян Б. С. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. 27, №1, 1958.

Вартапетян Б. С. Алаверди-Шамлуг - Ахтальское рудное поле (геологическое строение и направление геолого-поисковых и разведочных работ). Труды НИГМИ, вып. 4, 1964.

Вартапетян Б. С., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Возрастные соотношения оруденения и даек диабазовых порфиритов на Кафанскоом месторождении. Геология рудных месторождений, №6, 1965.

Верма А., Кришна Р. Полиморфизм и политипизм в кристаллах. М., "Наука", 1969.

Викулова М. Ф. Исследование минералогического состава глин электронным микроскопом. Советская геология, №39, 1949.

Габриелян А. А. Тектонические комплексы Армении. Тр. совещ. по тектон. альп. геосинкл. обл. Юга СССР. Баку, Изд. АН Аз. ССР, 1956.

Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л., Саркисян О. А. О возрасте угленосно-сланценосной свиты окрестностей гор. Диличан. ДАН Арм. ССР, т. 25, №3, 1958.

Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне Сб. "Гималайский и Альпийский орогенез". Докл. сов. геол. на ХХП сессии Межд. геол. конгресса, "Недра", 1964.

Григорян Г. О. О взаимоотношении медных и полиметаллических руд Кафана. Труды Арм. ГУ, №1, 1957.

Грушевской В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Геолиздат, М-Л., 1930.

Грушевской В. Г. Геолого-экономический очерк медных месторождений Закавказья. Сб. "Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР". Изд. ГГРУ, 1931.

Грушевой В. Г. Шампугское медное месторождение. ТГФ ВСЕГЕИ, 1932.

Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. Труды ИГЕМ, АН СССР, в. 23, 1959.

Доломанова Е. И. Свинцово-цинковая минерализация на некоторых кассiterит — кварцево-сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 83, 1963.

Дриц В. А., Звягин Б. Б., Токмаков П. П. Гюмбелит-диоктаэдрическая слюда $2M_2$. ДАН СССР, т. 170, №6, 1966.

Жухлистов А. П., Звягин Б. Б., Соболева С. В., Федотов А. Ф. Структура диоктаэдрической слюды $2M_2$ по данным высоковольтной электронографии. ДАН СССР, т. 219, 3, 1974.

Звягин Б. Б. К теории полиморфизма слюд. Кристаллография, т. 6, №5, 1961.

Звягин Б. Б. Порядок, беспорядок и дифракционные свойства. Кристаллография, т. 9, вып. 6, 1964.

Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., "Наука", 1964.

Звягин Б. Б., Доломанова Е. И., Соболева С. В., Молева В. А. О диоктаэдрической Al -слюдце $1M$ из Лево-Ингодинского оловянно-вольфрамового месторождения в Забайкалье. ДАН СССР, т. 165, №2, 1965.

Звягин Б. Б. О полиморфных модификациях структур глинистых минералов. Сб. "Физические методы исследования осадочных пород", "Наука", 1966.

Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Соболева С. В. Структуры пирофиллита и талька в свете политипии слюдоподобных минералов. Кристаллография, т. 13, №4, 1968.

Звягин Б. Б., Соболева С. В., Чухров Ф. В. Политипия минералов и определяющие ее факторы. Сб. "Типоморфизм минералов и его практическое значение". М., "Недра", 1972.

Казарян А. Г., Казарян С. В. О стадиях минерализации Ахтальского месторождения. Труды НИГМИ, вып. П, 1961.

Казарян А. Г., Шехян Г. Г. К проблеме генезиса колчеданных месторождений Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. 37, вып. 1, 1963.

Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района, Изв. АН Арм. ССР (сер. геол. и геогр.), т. 12, №6, 1959.

Карапетян А. И. О полистадности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №1, 1970.

Кигай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования, М., "Наука", 1966.

Котляр В. Н., Додин А. Л., Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. Цв. металлы, №7, 1937.

Котляр В. Н. Структура Зангезурского рудного поля. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, №2, 1938.

Котляр В. Н. Памбак (геология, интрузины и металлогения). Изд. АН Арм. ССР, 1958.

Котляр В. Н. О возрастном сочленении интрузивов Малого Кавказа. ЗВМО, 69, №2–3, 1940.

Логинов В. П., Русинов В. А. Вариация состава хлоритов в некоторых колчеданных месторождениях Урала. Сб. автореф. сотр. ИГЕМ АН СССР, 1961.

Логинов В. П., Русинов В. А. Новые данные по вариации светопреломления хлоритов около некоторых колчеданных тел. Сб. автореф. сотр. ИГЕМ АН СССР, 1967.

Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, 1947.

Магакьян И. Г. Магматизм и металлогения Армении. Труды конф. по вопросам регион. геологии Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, 1952.

Магакьян И. Г. Медные и полиметаллические месторождения Алавердского рудного района и их перспективы. Тезисы докл. на сессии по закономерн. размеш. медноколч. и медно-полимет. м-ний, 1960.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Геология жильных пород Кафанского рудного поля (на арм. яз.). ДАН Арм. ССР, т. 40, №4, 1965.

Мелконян Р. Л. Формационные типы магматических комплексов Алавердского рудного р-на. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, №1–2, 1967.

Мкртчян К. А. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 37, №4, 1962.

Мкртчян С. С. К геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. 10, №3, 1957.

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.

- Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатуриян Э. А. Алавердский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, 1968.
- Мурадян К. М. Базумский рудный район Арм. ССР, (геология и рудоносность). Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Мхитарян Р. Г. Электронномикроскопическое и электронографическое изучение серицитов из некоторых колчеданных месторождений Северной Армении. Тезисы докладов на УП Всесоюзной конференции по электронной микроскопии. М., 1969.
- Мхитарян Р. Г. Закономерности распределения политипных модификаций серицитов в оклорудных измененных породах главнейших колчеданных месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №6, 1972.
- Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М. Об изменениях параметра b серицитов и хлоритов в оклорудных измененных породах Шамлугского медноколчеданного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле №3, 1974.
- Мхитарян Р. Г. О характере электронограммы циоктаэдрической слюды $2M_2$. Материалы У1 Всесоюзного межведомственного совещания по рентгенографии минерального сырья, Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Налбандян Э. М. Особенности гидротермального метаморфизма в связи с многофазным характером развития среднеюрского вулканизма в Алавердском рудном районе. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 21, №6, 1968.
- Наковник Н. И., Вторичные кварцы СССР М., "Недра", 1964.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилежащих частей малого Кавказа. Госгеопиздат, 1948.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Пинскер З. Г., Дифракция электронов. Изд. АН СССР, М., 1949.
- Половинкина Ю. Ир., Соколова Е. П. О слюдах некоторых горных пород Украины. Мин. сб. Львовск. геол. общ., №16, 1962.
- Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медноцинковому оруденению в районе Южно-Кузнецких месторождений на Среднем Урале. Сов. геол., сб. 51, 1956.
- Русаков М. П., Грушевской В. Г. Зангезур, его промышленное лицо и перспективы. Разведка недр, №19, 20, 1934.

Саркисян Г. А., Налбандян Э. М. К вопросу о соотношении процессов пропилитизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафансского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №4, 1967.

Саркисян О. А. Схема расчленения палеогена Севано-Ширакского синклиниория. ДАН Арм. ССР, т. 28, №6, 1959.

Соколова Е. П. Некоторые структурные и кристаллохимические особенности минералов группы глауконита. Минералогический сборник, №2, Госгеолтехиздат, 1962.

Соколова Е. П. Рентгенометрическое изучение слюд группы мусковита. Минералогический сборник, №3, Госгеолтехиздат, 1963.

Соколова Е. П. О рентгенометрическом изучении минералов группы слюд. Рент. мин. сырья, №5, 1966.

Соколова Е. П. О структуре гюмбелита. ЗВМО, т. 95, 1, 1966

Сопко П. Ф. Роль стратиграфо-литологических и структурных факторов в размещении колчеданного оруденения в пределах Сев. Армении. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, Изд. АН СССР, 1959.

Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алaverдского рудного района. Ереван, 1961.

Степанян О. С. Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. Арм. ФАНа, 1938.

Степанян О. С. Геология и стратиграфия Сев. Армении. Ереван, 1950.

Тимофеев В. И. О гюмбелите из окрестности с. Шульги. Тр. Ленинградского об-ва естествоиспытателей. вып. 1, т. 55, 1925.

Токмаков П. П., Замураева М. Г., Петров В. П. О природе гюмбелита. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 48, 1961.

Фокин Н. А. Ахтальское полиметаллическое месторождение (сводный отчет по ГРП за 1941-1944 гг.). Фонды Арм. ГУ, 1946.

Хачатурян Э. А. К геохимии руд колчеданной формации Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, №4, 1957.

Хачатурян Э. А. Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, №4, 1959.

Хачатурян Э. А. К минералогии серноколчеданных руд Тандзутского и Чибухлинского месторождения Арм. ССР Изв.

АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, №3, 1957.

Хачатуриян Э. А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Арм. ССР, Ереван, 1977.

Aruja E. An X-ray study on the crystal structure of gümbelite, Mineral., Mag 27, 11, 1944.

Bailey S. W. The status of clay mineral structures. Proc. of the 14-th Nat. conference on clay and clay minerals, Berkeley, Kalifornia, Pergamon Press—Oxford, New York, 1966.

Dana E. S Descriptive mineralogy, 6-th edition. New York, 1892.

Distler G. L., Zvyagin B. B. Dislocation-free mechanism of growth of real crystals. Nature, 212, 5064, 1966.

Donnay C., Donnay J. P. H., Takeda H. Prediction of microstructure from composition and cell dimension. Acta Cryst., 17, N 11, 1964

Drits V. A Some general remarks on the structure of trioctahedral micas. Proc. of the Oenterau. clay conference. v. 1, Tokyo, 1969.

Eitel W., Müller H. O., Radozewski O. E. Übermikroskopische Untersuchungen an Tonmineralien. Ber. Deutsch keram. Ges. 20. H. 4, 1939.

Frank F. L. Advances in Physics, 1, 1952.

Grim R. Clay mineralogy. London, 1953.

Güven N., Burnham Ch., The crystal structure of 3T muscovite. Z. Kristallogr., B. 125, 1967.

Hei M. H. A new review of the chlorites. Miner. Mag. 30, 277, 1954.

Hesley J. J. Some mineralogical equilibrin in the sistem $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Amer. J. Sci., v. 257, n 4, 1959.

Hibi T. Electron diffraction patterns of mica of various thicknesses. Nature, 175, N 4454, 1955.

Hendricks S. B., Yefferson M. E. Polymorphism of the micas with optical measurements, Am. Mineral, 24, N 12, 1939.

Krishna P. Verma A. P. On the deduction of silicon-carbide polytypes from Schew dislocations. Z. Krist., 121, 34—54, 1965.

Levinson A. A. Studies in the mica group: relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series. Am. Mineral., 38, 88—107, 1953.

Levinson A. A. Studies in the mica group: polymorphism among illites and hydrous micas. Am. Mineral 40, 41—49, 1955.

Orville P. N. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Am. Jour. Sci., 261. 201—237, 1963.

Pauling L. The structures of micas and releted mineral Proc. Nat. Acad. Sc. US., 16, 1930.

Radoslovich E. W. The structural control of Polymorphism in micas, Nature, 183, N 4656, 1958.

- Radoslovich E. W. The structure of muscovite $K_2Al_2(Si_3Al)O_{10}(OH)$.
Acta Cryst., 13, N11, 1960.
- Radoslovich E. W. Surface symmetry and cell dimensions of layer lattice silicates. Nature, 121, N 4783, 1961.
- Radoslovich E. W. Some relations between composition, cell dimensions and structure of layer silicates. Proc. Internat. Clay conference Stockholm. Pergamon Press., 1963.
- Smith J. V., Yoder H. S. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphism. Min. Mag. XXXI, N 234, 1956.
- Shirozu H. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan. Min. Journ. Japan, 2, 209, 1958.
- Takeda, Haga, Sadanaga. Mineralogical Journal. Vol 6, N 4, pp. 203-215, March, 1971.
- Threadgold M. A hydromuscovite with the $2M_2$ structure, from Mount Lyell, Tasmania. Am. Miner., v. 44, 5 and 6, 1959.
- Velde B. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Am. Mineralogist, v. 50, 3, 4, 1965.
- Verma A. R. Crystal growth and dislocations. London, 1953.
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites. Geochim. et Cosmochim. Acta, 8, pp. 225-288, 1955.
- Yoder H.S. Experimental studies of micas. A synthesis. Clays and clay minerals. Proc; of the Sixth Nat. Conf. on clays and clay minerals, 1959.

ПОЛИТИПИЯ МОЛИБДЕНИТА КАК ТИПОМОРФНОЕ СВОЙСТВО

В В Е Д Е Н И Е

Интерес к молибдениту вызван его ценностными качествами. Это — источник сырья на молибден, смазочный материал, концентратор рения и т.д.

В настоящей работе использовано новое его качество "типоморфного минерала", которое проявилось благодаря недавно открытому второму политипу.

За существование политипии у молибденита говорит сама типично слоистая структура минерала. Белом и Херфертом в 1957г. был искусственно получен второй политип, однако только находка его в природных образованиях дала возможность заняться вопросами условий образования политипов и типоморфий молибденита.

Известно, что в геологической термометрии и барометрии политипные и полиморфные превращения при наличии экспериментальных данных являются одним из наиболее ценных критериев.

Проведенные до сих пор исследования, касающиеся политипии молибденита (в особенности по условиям образования политипов), почти не освещают эти вопросы, или мало обоснованы в основном из-за недостатка фактического материала.

Имеющийся в нашем распоряжении природный материал, собранный из медно-молибденовых месторождений, рудопроявлений и интрузивных пород Армянской ССР и некоторых других месторождений Союза, проведенный синтез дисульфида молибдена дали возможность провести всестороннее исследование поведения этого минерала.

Как уже отметили, молибденит является тем минералом, в котором при гидротермальном процессе минералообразования скапливается рений. Однако до сих пор вопрос формы нахожде-

ния его в молибдените остается открытым, поскольку высказанные мнения основывались лишь на теоретических предпосыпках.

Зараженность армянских молибденитов рением позволила провести исследование и этого вопроса.

Детально изучены молибдениты из медно-молибденовых месторождений Зангезурского и Айоцдзорского рудных районов. Изучен акцессорный молибденит из пород Мегринского и Памбакского plutонов, с которыми генетически (парагенетически) связаны медно-молибденовые месторождения. Для сравнения были и изучены молибдениты некоторых, аналогичных армянским, месторождений Узбекистана и Азербайджана.

Для уточнения и дополнения данных по исследованию природного материала был проведен гидротермальный (впервые) и сухой синтез дисульфида молибдена. Проверено влияние таких факторов, как давление, температура, выдержка, pH-раствора и т.д. По результатам синтеза выдвинута схема порядка кристаллизации фаз дисульфида молибдена в зависимости от температуры и частично выдержки.

Для выяснения формы нахождения рения в структуре молибденита проведено прецизионное определение параметров элементарной ячейки для восьми химически хорошо охарактеризованных образцов. Доказан изоморфный характер вхождения рения в структуру молибденита. Прослежено влияние разных содержаний рения на структуру молибденита.

Для выполнения работы были использованы хорошо изученные и документированные коллекции образцов кандидата геол.-мин. наук А. С. Фарамазяна. Образцы по отдельным месторождениям были любезно предоставлены также докторами геол.-мин. наук Г. О. Пиджяном, С. Т. Бадаловым и кандидатами геол.-мин. наук Б. М. Меликсяном и З. М. Мамедовым.

Эксперименты по получению искусственного MoS_2 в гидротермальных условиях проведен в ГЕОХИ АН СССР кандидатом геол.-мин. наук Л. А. Арютюняном.

Всем названным товарищам приношу свою глубокую благодарность.

Автор искренне благодарит также академика АН Арм. ССР И. Г. Мегакьяна, зав. кафедрой кристаллографии ЛГУ проф. В. А. Франк-Каменецкого и кандидата геол.-мин. наук А. С. Фарамазяна за консультации и ценные советы.

Основной при выполнении работы была методика рентгеновской дифракции. Было анализировано около 650 проб молибденита с установлением структурной разновидности и несколько десятков проб с измерением параметров элементарной ячейки.

Около 20 проб было проверено элекtronографическим анализом (методом косых текстур) в лабораториях ИГН АН Арм. ССР канд. геол.-мин. наук Р. Г. Мхитаряном и ИГЕМ АН ССР кандидатом геол.-мин. наук С. В. Соболевой.

Приближенно - количественный анализ 55 проб молибденита был проведен в спектральной лаборатории ИГН АН Арм. ССР кандидатом М. Я. Мартиросяном. Химические анализы на Mn (около 250 проб) заимствованы у геологов, предоставивших каменный материал.

Автор благодарит всех этих товарищей за содействие.

Глава 1

К ВОПРОСУ О ПРОБЛЕМЕ ТИПОМОРФИЗМА В МИНЕРАЛОГИИ

Понятие типоморфизма в современном его виде введено в минералогическую литературу А. Е. Ферсманом (1931). Оно включает минералы, их ассоциации и свойства, которые являются индикаторами определенных генетических условий.

Очень долго развитие проблемы типоморфизма основывалось на изучении морфологических различий кристаллов минералов. Этому виду типоморфизма посвящено большое количество исследований и обобщающих работ. Впоследствии сюда включались также физические свойства минералов и вариации их химического состава (Чухров Ф. В., 1960).

Поскольку последние десятилетия знаменуются развитием в минералогии более точных направлений — кристаллографической и кристаллохимической минералогии, с применением всех видов структурного анализа, то и в проблеме типоморфизма начал разваться структурный вид, основывающийся на отклонениях в структуре, начиная с самых незначительных несовершенств и кончая полиморфными и политипными превращениями. Следует отметить, что этот вид типоморфизма охватывает и столь широко распространенное в природе явление, как изоморфные замещения (Frank — Kamenetzky 1968).

Термин "структурный типоморфизм" введен в литературу недавно В. А. Франк-Каменецким, который считает его наиболее серьезной и актуальной проблемой современной минералогической кристаллографии. По мнению автора, совершенно непосредственная связь любого структурного изменения с условиями генезиса и современные технические совершенные методы структурного анализа, обеспечивающие высокую точность данных, де-

ляют структурный типоморфизм по сравнению с морфологией наиболее количественным критерием в геологической термометрии и барометрии.

Если морфологические различия устанавливаются у ограниченного числа минералов и не так многообразны, то структурные отклонения можно установить почти у всех и они весьма многообразны.

Таким образом, изучение структурных изменений в минералах сильно увеличивает количество типоморфных объектов.

В развитии проблемы типоморфизма весьма ценные экспериментальные исследования, наличие которых повышает достоверность результатов.

Обнаруженный нами (Фарамазян А. С., Хуршудян Э. Х., 1963) второй политип молибденита в природных образованиях давал все основания использовать его как геологический термометр. Для этого необходимо было определить пределы тех термодинамических параметров, в которых существование данного политипа реально.

Как теории, так и исследованию политипов разных веществ посвящено большое количество работ, особенно в последнее десятилетие, однако единой теории, объясняющей природу этого явления, не существует. Таким образом, исследование любого нового объекта может принести существенную пользу.

Политипия в молибдените

Кристаллическая структура молибденита (рис. 1) была установлена в 1923 г. (Dicinson R. G., Pauling L. J. 1923). Она построена из тригональных призм Mo_6S_8 , связанных друг с другом боковыми ребрами. Атомы серы смежных слоев располагаются по принципу плотнейшей упаковки. Силы связи между пакетами Mo_6S_8 вандерваальсовски и сам характер структуры обуславливает существование политипных модификаций.

Молибденит до недавнего времени был известен как двухслойный гексагональный минерал с параметрами $a = 3,16 \text{ \AA}$, $C = 12,30 \text{ \AA}$ и с пространственной группой $P6_3/mmc$.

Впервые о существовании негексагональной структуры дисульфида молибдена сообщили в 1957 г. при изучении синтетического Mo_6S_8 (Bell R. E., Herfert R. E. 1957). Структура, установленная ими, трехслойная, ромбоэдрическая с параметром a , равным а гексагональной модификации и с C в 1,5 раза больше C гексагональной

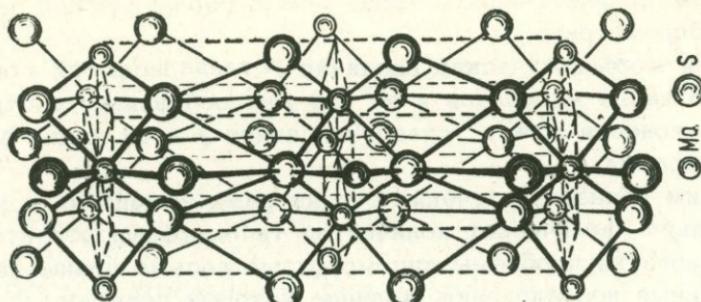


Рис. 1 Кристаллическая структура молибденита по Н. В. Белову (1947)

гональной ($a = 3,16$, $c = 18,45 \text{ \AA}$). Однако пространственная группа, рассчитанная ими, оказалась с центром симметрии $3\bar{m}$ в силу чего Mo оказался в центре не призмы, а октаэдра. В дальнейшем Еллинек и др. (1960) и С. А. Семилетов (1961) обосновали для этой модификации структуру $R\bar{3}m$.

В 1961 г. А. Н. Зеликманом и др. (1961) был получен еще один политип дисульфида Mo, структура которого оказалась полубеспорядочной двухслойной гексагональной. Авторы назвали его MoS_2 в отличие от упорядоченной двухслойной гексагональной MoS_2 и ромбоэдрической трехслойной MoS_2 (обозначения предложены ими же).

Однако по - настоящему изучением политипии молибденита начали заниматься после обнаружения его ромбоэдрической модификации в природных образованиях в 1963 г. (Фарамазян А. С., Хуршудян Э. Х., 1963, Traill R. J. 1963).

Интерес к нему возрос не только со стороны геологов, которых интересовали его возможности как типоморфного минерала (геологического термометра), но и со стороны кристаллографов, для которых он был новым объектом в изучении явления политипии.

В 1964 г. уже вышла работа Такеучи и Новацки (1964) с теоретическим выводом возможных политипов молибденита. Ими были рассчитаны одна трехслойная ромбоэдрическая ($3R$), две двухслойные гексагональные ($2H_1$, $2H_2$) и одна двухслойная тригональная ($2T$) структуры (рис. 2).

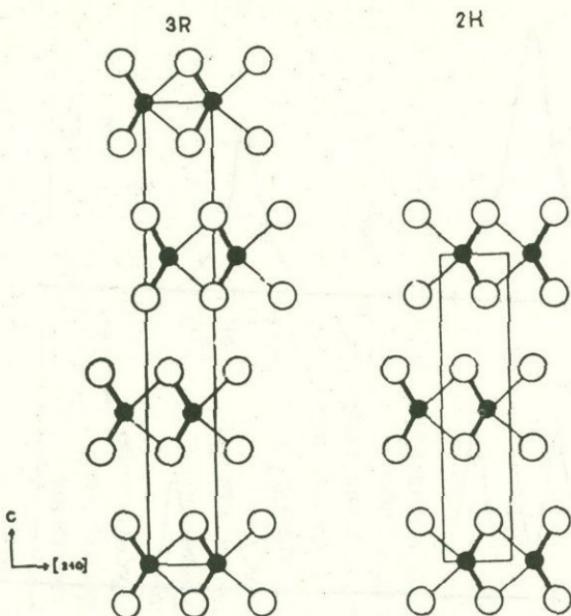


Рис. 2 Проекция структур ромбоэдрического (3R) и гексагонального (2H) молибденитов вдоль оси "а" по Такеучи и Но-вацки (1964)

В 1967 г. вышла работа Б. Б. Звягина и С. В. Соболевой (1967) также с теоретическим выводом возможных политипов молибденита. Она основывалась на аналитическом методе вывода полиморфных модификаций, предложенным Б. Б. Звягиным (1961, 1962, 1963) для слюд, каолинитоподобных образований и хлоритов.

Авторы, пользуясь минимальным набором операций, необходимых для задания произвольной структуры, получили пять независимых и три энантиоморфных структуры.

Викман и Смит (1970) для структуры молибденита рассчитали 112 политипов: двухслойных – 3, трехслойных – 2, четырехслойных – 10, пятислойных – 16 и шестислойных – 81. Для 48 политипов авторы приводят расчеты интенсивностей дифрактограмм.

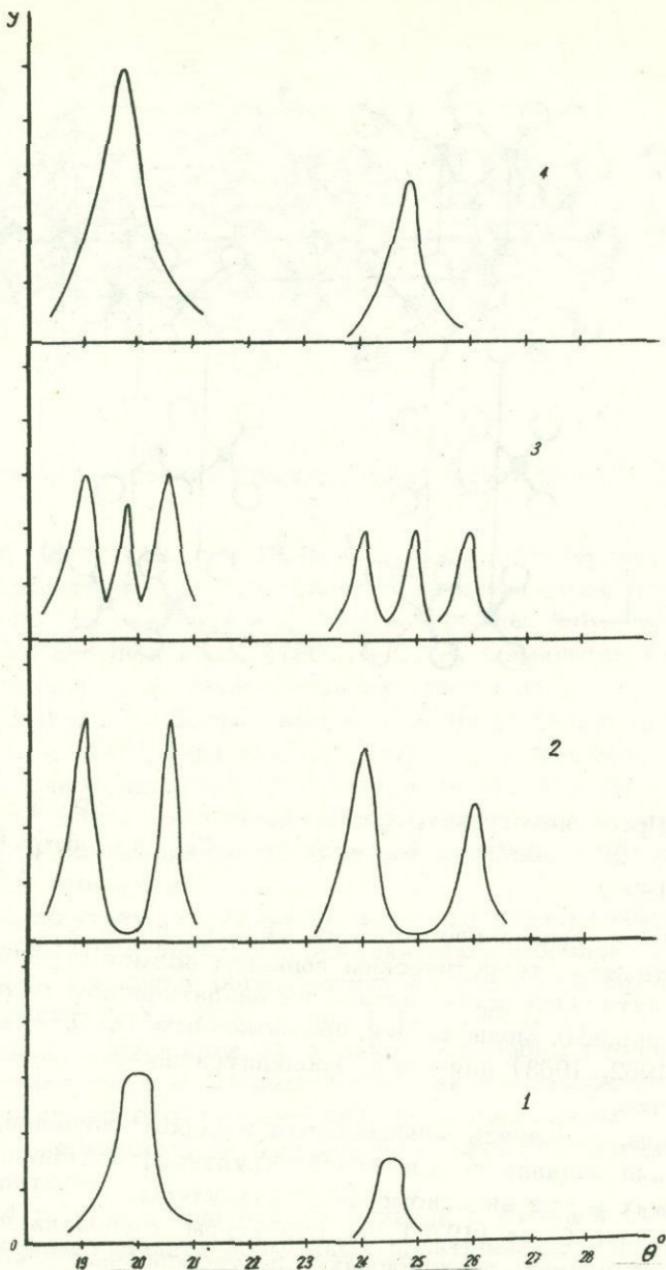


Рис. 3 Участки дифрактограмм молибденитов, по которым диагностируются политипы и их смеси: 1) колломорфный – (2H), 2) ромбоэдрический – (3R), 3) смесь политипов – (2H + 3R) 4) гексагональный – (2H).

Таблица 1

№ пп	Название минерала	Состав	Параметры а с	Тип струк- туры	Автор
1	Иордизит	MoS ₂	-	Аморфный	П. Рамдор (1962)
2	Колломорфный молибденит	MoS ₂	-	Дефектный гексагональ- ный	И. В. Покровская (1966), Е. В. Копченова и др. (1958), В. А. Вахрушева (1959).
3	Молибденит - 3R	MoS ₂	3,16	18,41 Трехслойный ромбоэдриче- кий	Трайл (1963), А. С. Фарама- зян и Э. Х. Хуршудян (1963).
4	Молибденит - 2H	MoS ₂	3,16	12,30 Двухслойный гексагональный	
5	Фемолит	MoFeS ₁₃	3,13	12,35 Дефектный гек- сагональный	К. В. Скворцова и др. (1964)..
6	Кастайнит	MoCuS ₅	-	Дефектный гек- сагональный	П. Рамдор (1962).

Из приведенных выше политипов в природе обнаружены только два политипа – ABAB ... (двуслойный гексагональный – 2H) ABCABC ... (трехслойный ромбоэдрический – 3R). В литературе отмечаются также находки аморфного (Рамдор П., 1962) и колломорфного молибденитов (Вахрушев В. А., 1959; Копченова Е. В., Скворцова К. В., 1958; Покровская И. В., 1966). Последний по своей дифракционной картине аналогичен с полубеспорядочным гексагональным MoS_2 , отмеченным Зеликманом для искусственного дисульфида молибдена как $\gamma\text{-MoS}_2$.

Следует отметить, что Mo в природе образует ограниченное число сульфидов и почти все они характеризуются слоистой структурой (табл. 1).

Выход в свет все новых сообщений о находках ромбоэдрического политипа говорил о том, что он не такая уж редкость, как предполагалось; просто в силу его внешнего и оптического сходства с гексагональным политипом он диагностировался неправильно.

Обзор литературы по изучению политипии молибденита показал, что на сегодня существуют три мнения о природе их образования: 1) влияние структурных примесей, 2) воздействие скорости кристаллизации и 3) влияние температуры кристаллизации.

Мнение о влиянии структурных примесей на образование политипов молибденита впервые было высказано автором (1963). Вывод был сделан по первой и единственной тогда находке ромбоэдрического молибденита из руд Армянской ССР, в котором содержание рения доходило до 1,88%. Естественно, что наиболее вероятным тогда объяснением образования новой структуры оказалось влияние примеси рения. Впоследствии нам пришлось отказаться от этого заключения, поскольку более широкое изучение молибденитов из месторождений и рудопроявлений Армянской ССР показало, что повышенные концентрации рения могут нести оба политипа и, наоборот, оба могут быть от него сравнительно чистыми. Проведенный нами синтез дисульфида молибдена полностью подтвердил это мнение (Л. А. Арутюнян, Э. Х. Хуршудян (1966)).

Позже влияние структурных примесей на образование политипов молибденита поддержала И. Я. Сомина (1966), у которой заключение было сделано также по одному образцу молибденита, обнаруженного в карбонатитах Восточной Сибири. Ромбоэдричность образца автор объясняет наличием примесей Zr, Ti,

V и №₄ общее содержание которых в изученном ею молибдените составляло примерно 2%.

Изучение ромбоэдрического молибденита из месторождения Иеллоунайф привело также Бойля (1968) к заключению, что примесь является основной причиной образования политипа 3R. Измерение температур гомогенизации кварцев, ассоциирующих с обоими политипами, показало одинаковые значения, а спектральный анализ установил, несколько повышенные содержания железа (к сожалению, автор не приводит значения и порядок содержаний железа) в политипе 3R. Последнее и привело Бойля к заключению о ведущей роли примеси, хотя он там же отмечает, что геологическая обстановка указывает на образование политипа 2H в сравнительно высокотемпературных условиях.

Часть авторов отмечает лишь присутствие тех или иных примесей, не делая при этом никаких выводов.

В. Г. Круглова и др. (1965) отмечают факт приуроченности повышенных содержаний рения в изученных ими образцах ромбоэдрических молибденитов.

Трайл (1963) отмечает присутствие Fe, Si и немного Al в ромбоэдрическом молибдените из кварц-полевошпатового порфира на Кон-Майн (Канада). Молибдениты из пегматитов того же района оказались гексагональными. Кларк (1965) также отмечает присутствие некоторого количества железа (0,015%) в 3R молибдените, обнаруженного им в грейзенизованных гранитах, ассоциирующих с кварц-кассiterитовыми жилами в Панаскейра (Португалия). В самих жилах, как отмечает автор, молибденит представлен политипом 2H.

Проведенное Ф. В. Чухровым и др. (1968) более детальное исследование природных молибденитов (около 400 проб из более чем 900 месторождений) выявило следующие закономерности:
1) резкое преобладание политипа 2H по сравнению с 3R; 2) отсутствие 3R в чистом виде; 3) присутствие смесей двух политипов в месторождениях разного генезиса.

Кроме того, они подтвердили высказанное ранее нами (1966) и Г. А. Сидоренко (1966) мнение об отсутствии влияния рения на структурные преобразования и связи между размерами чешуй.

Следует отметить, что приведенные ими содержания рения в молибденитах не превышают сотых долей процента.

шук и политипами.

Чухровым и др. (1968) детальнее было изучено поведение политипов молибденита на месторождении Восточной Коунрад (около 45 проб). В результате было выявлено три типа молибденита по этапам образования: молибденит, образовавшийся при грейзенизации (мелкочешуйчатый), при жильном выполнении (крупночешуйчатый) и при более поздних этапах кристаллизации в прожилках полосчатого кварца (тонкочешуйчатый).

Молибденит из окологильных грейзенов представлен в основном модификацией 2H, хотя в некоторых образцах присутствует 3R. Все молибдениты из жильного выполнения оказались смесью 2H и 3R, тогда как прожилки были представлены лишь политипом 2H.

На основании вышеупомянутого авторы пришли к заключению, что основным фактором в образовании политипов является скорость кристаллизации молибденита: 3R кристаллизуется при более медленном падении температуры, чем 2H. Структурным обоснованием послужило то, что большой период повторяемости у 3R по сравнению с 2H ослабляет структурный контроль, в силу чего он может образоваться при медленной кристаллизации.

Отметим еще несколько работ, где констатируется только факт находки политипа 3R, без каких-либо заключений.

Кларк (1965) обнаружил 3R в грейзенизованных гранитах ассоциирующих с кварц-вольфрамит-кассiterитовыми жилами в Панаскейра (Португалия). В самих жилах, как отмечает автор, молибденит представлен политипом 2H. Тот же автор изучил 66 образцов из районов Иллюярви и Майесваара (Финляндия) и Кнабен (Норвегия). Все пробы оказались гексагональными. Ворма и др. (1966) из изученных 170 образцов молибденита из разных районов Финляндии только в одном обнаружил модификацию 3R.

Мандарино и Гайт (1970) нашли около десятка образцов с 3R или смесей 2H и 3R в 170 пробах из разных месторождений мира.

Фрондель и Викман (1970) изучили 108 музейных образцов молибденита из месторождений различного типа. Было установлено, что 83 являются гексагональными (2H), 3 - ромбоэдрическими (3R) и 16 - смесью 2H и 3R. Авторы предполагают, что образование 3R молибденита связано с медной минерализа-

цией, а возможно и примесью рения.

Систематизированное изучение как природных молибденитов так и дисульфидов молибдена, полученных искусственно, привело нас к выводу, что главная роль в образовании его политипов принадлежит температуре кристаллизации (Э. Х. Хуршудян и др., 1969).

Впервые синтез MoS_2 был осуществлен Берцелиусом в 1826г. После этого синтезу MoS_2 было посвящено много работ в связи с интересом к нему как смазочному материалу. По методу синтеза можно выделить четыре группы, отличающиеся по характеру среды, в которой имеет место взаимодействие между атомами S и Mo.

1. Взаимодействие в газовой среде. Исходные компоненты - обычно легкокрепучие хлориды Mo и сероводород, вступающий в контакт при температуре $700-800^\circ$ (Зеликман А. Н. и др., 1961; Ноддак И., Ноддак В., 1935; Lagrenaudie J., 1956).

2. Взаимодействие в расплавах солей. Исходные компоненты здесь разнообразны: MoO_3 , K_2CO_3 и S, (Bell R. E. Herfert R. E. 1957), CaMoO_4 (или MoO_3), Na_2CO_3 и S. (А. Н. Зеликман, О. Е. Крейн, 1960; А. Н. Зеликман и др., 1969). Обычные условия температуры - $700-900^\circ$.

3. Взаимодействие между соединениями Mo в твердой фазе с газообразной серой или сероводородом при температуре $700-800^\circ$ (Engelhard P. 1959, Stabbles J. B., Richardson F, 1960; Svanberg L., Struve H, 1948; Van Arkel A. E, 1926) и при температуре 1400° (Tiede E., Lemke H., 1938).

4. Разложение трисульфида молибдена при высокой температуре (Роде Е. Я., Лебедев Б. А., 1961; Plieth K. R. K, 1960).

Поскольку синтез проводился в основном для промышленности, то, естественно, детальному изучению структуры полученных продуктов уделялось мало внимания. Исследования полученных MoS_2 велись главным образом методами химического анализа и микроскопически, после чего сообщалось об их полной идентичности с природным (имелась в виду единственно известная тогда гексагональная модификация 2H). Однако просмотр материалов указанных работ позволяет предположить, что полученные продукты в основном были ромбоэдрическими или смесью двух политипов.

После установления второго политипа Беллом и Херфертом (1957) в работах по синтезу дисульфида Mo стали приводить и результаты структурных исследований полученных продуктов.

Стаблс и Рихардсон (1960) отмечают появление гексагональной фазы при температуре 1200° и коротких выдержках. А.Плит (1960) получил ее при температурах порядка 600–900°, но при длительных выдержках (от 22 ч. до суток соответственно).

Е.Я. Роде и Б.А. Лебедев (1961) получили дисульфид молибдена термической обработкой его трисульфида в отсутствие кислорода. Они отмечают, что при 500° образуется ромбоэдрическая модификация MoS_2 . Продолжительное нагревание того же исходного материала при 600° приводит к появлению наряду с ромбоэдрической и гексагональной фазы. Наиболее интересными, по нашему мнению, являются работы А.Н. Зеликмана и др., (1960, 1961, 1969), проведенные в "сухих" условиях, и совсем недавно вышедшая в свет работа И. В. Мишина и К. М. Федтьева (1970), в которой синтез дисульфида молибдена проведен как в сухих, так и в гидротермальных условиях. Зеликманом и др. были получены три разновидности дисульфида Mo:

γ – двухслойная гексагональная несовершенная, β – ромбоэдрическая трехслойная (известная как 3R) и α – гексагональная двухслойная (известная как 2H).

γ – фазу получали несколькими методами: в одном случае при взаимодействии S и Mo в газовой среде – исходными продуктами являлись легколетучие хлориды Mo и сероводород. Опыты проводились в интервале температур 700–800°. В другом случае – при взаимодействии Mo и S в расплавах солей; в этом случае шихта состояла из CaMoO_4 или MoO_3 и элементарной серы. Температуры те же. Впоследствии γ – фаза была получена ими сульфированием чистого Mo в парах S особой чистоты в запаянных ампулах из кварца в интервале температур 500–600° в течение 10 часов. Структура полученного MoS_2 была отнесена к двухслойной гексагональной с пространственной группой $P\bar{6}_{3}/mmc$, а расширение линии с $h-K\neq 3n$ объясняют дефектностью структуры. Для обоснования самостоятельности этой фазы они провели несколько опытов по перекристаллизации его в условиях вакуума и под давлением паров . При отжиге в вакууме при температурах 800, 900 и 1100° и выдержках 70, 50 и 20 часов соответственно отмечается лишь уменьшение плотности дефектов, в то время как в парах S при температуре 1100° и 20-часовой выдержке исходный дисульфид полностью переходит в α – фазу.

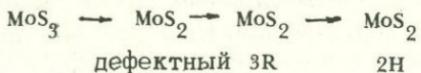
Ромбоэдрическая модификация ($\beta - \text{MoS}_2$) была получена при взаимодействии трехокиси Mo и S в расплаве соды в интерва-

ле температур 600–800°. Переход его в гексагональную α -фазу авторы осуществили под давлением паров S при температуре 1100° при 200-часовой выдержке. Переход совершили через смеси $\alpha+\beta$. В условиях вакуума тот же режим не привел к какому-либо результату.

Критериями самостоятельности γ -фаз авторы считают переход ее в α -фазу при более низких температурах, чем β в α и переход β в α – через смеси $\alpha+\beta$.

Методика синтеза лисульфида Mo как в сухих, так и в гидротермальных условиях, проведенных И.В. Мишиным и К. М. Федотьевым, заимствована у предыдущих исследователей. Нужно отметить, что результаты сухого синтеза являются повторением предыдущих работ и особого интереса не представляют. Более интересен гидротермальный синтез, где, как и в нашей работе (Л. А. Арутюнян, Э. Х. Хуршудян, 1966), использованы растворы тиоб- и окситиомолибдатов. Синтез был проведен при различных температурах (200–600°C), давлениях (800–200 кг/см²) и pH раствора (2,3–10,5). Выдержка опытов бралась от малых до весьма продолжительных (48–800 часов).

В результате был подтвержден предложенный нами порядок кристаллизации фаз (по температуре):



с той лишь разницей, что температурные интервалы передвинулись в сторону низких, благодаря весьма продолжительным выдержкам. Авторы отмечают, что при тех же температурах более короткие выдержки приводят к образованию политипа 3R, тогда как продолжительные опыты кристаллизовали политип 2H. Исходя из этого, главным параметром они считают выдержку, а не температуру образования политипов.

Приведенный выше обзор показывает, что единого мнения по поводу условий образования политипов молибденита нет, следовательно проведение настоящей работы, по нашему мнению, является актуальным.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор образцов молибденита из месторождений, рудопроявленияй и интрузивных пород Армянской ССР, а также некоторых других месторождений Союза, как уже отметили, производился из хорошо описанных коллекций ряда геологов.

При отборе проб учитывалась геологическая обстановка — тип оруденения, глубина залегания, характер гидротермального изменения вмещающей оруденение породы, минеральный состав штуфа, принадлежность оруденения к той или другой стадии минерализации, выделенных исследователями, а также результаты химических анализов молибденитов по определению в нем содержания рения. Нередко из штуфа отбиралась пробы мономинерального молибденита, состав которой изучался приближенно — количественным спектральным анализом, или с целью изучения минерального состава и структурно — текстурных особенностей изготавливались полированные шлифы.

Таким образом, отбирались образцы, наиболее охарактеризованные. Поскольку целью работы было выявление структурно — типоморфных свойств молибденита, то основной являлась методика рентгеновской дифракции, для чего из штуфа отбиралось небольшое количество порошка молибденита из участков его наибольших скоплений. Если в прожилке в распределении и структурно — текстурной характеристике молибденита наблюдались заметные различия, то пробы отбирались из всех участков. Так, например, нередко даже в маломощных молибденитах содержащих прожилках молибденит бывает представлен в двух генерациях: в виде маломощной симметрично расположенной оторочки мономинеральных крупночешуйчатых агрегатов, обычно приуроченных к зальбандам, и генерации, рассеянной в жильном кварце в виде мелкочешуйчатых агрегатов, в ассоциации с другими сульфидами или без них. Естественно, из таких шту-

фов отбиралось по нескольку проб молибденита. В мощных молибденитсодержащих жилах жильного типа оруденения политипия изучалась по пробам, отобранным по возможности по простиранию и вкрест простирания на различных горизонтах.

Следует отметить, что особое внимание уделялось также изучению молибденита, растертого вследствие постперудных тектонических подвижек, и широко развитым молибденитовым зеркалам скольжения. В этом случае изучались как растертый, так и не затронутый тектоническими подвижками молибдениты одноименной генерации.

Пробы молибденитов из изверженных пород (акцессорный молибденит) для рентгеновского исследования извлекались из искусственных шлихов, полученных после измельчения породы до 0,25 мм, протолочек весом 10–12 кг. Для проб отирались образцы свежих, не затронутых поздними наложенными процессами, пород вдали от рудопроявлений.

Рентгеновская диагностика политипов проводилась фотометром Дебая на аппаратах УРС–70 и УРС–55 на медном отфильтрованном излучении. Съемка велась в камерах РКД 57,3 мм. Поскольку для установления политипа молибденита требуются рефлексы общего характера, а совершенная спайность минерала по (0001) затрудняет получение с достаточной интенсивностью (особенно если дело касается смесей двух политипов, в которых один из них присутствует в незначительных количествах) с цилиндрических или плоских образцов, то последние готовились в виде шариков из резины, где чешуйки принимали произвольную ориентировку. Режим съемки и обработка пленки велись в одинаковых для всех образцов условиях.

Диагностика политипов производилась визуально по раздвоению линий (1011) с нечетными значениями l в ромбоэдрическом политипе (рис. 3). В частности, использовались линии (1013) и (1015) с $d = 2,26$ и $1,82$, которые в политипе 3R расщепляются на (1014), (1015) и (1017), (1018) соответственно (табл. 2).

Очень редко встречается молибденит с несовершенной гексагональной структурой (табл. 3). Следует отметить, что она подобна дифракционным картинам, полученным для колломорфного молибденита инского MoS_2 полученного при относительно низких температурах и коротких выдержках, названного А. Н. Зеликманом и др. $\gamma\text{-MoS}_2$.

Таблица 2

Дебаеграммы различных политипов молибденита и их смесей

hkl гексагеный	2H J	d	2H + 3R J	d	3R J	d	hkl ромбоэдрический
0002	10	6,14	10	6,18	10	6,09	0.003
0004	2	3,07			3	3,04	0006
1010	2	2,740	8	2,736	5	2,710	1011
1011	1	2,671	6	2,650	6	2,632	0112
1012	1	2,501					
1013 ^{x)}	8	2,275	5	2,278 ^{x)}	6	2,344	1014 ^{x)}
			6	2,198 ^{x)}	6	2,194	1015 ^{x)}
1014, 0006	8	2,045	5	2,041	7	2,034	0009
1015 ^{x)}	5	1,828	4	1,828 ^{x)}	4	1,889	1017 ^{x)}
			4	1,762 ^{x)}	3	1,755	1018 ^{x)}
1016	1	1,639					
1120	5	1,580	8	1,585	7	1,581	1120
0008, 1122	8	1,532	8	1,532	7	1,529	00012
							1123
1017	2	1,477			1	1,426	10111
					1	1,403	1126
2021	2	1,360	3	1,364	2	1,363	0221
					1	1,357	2022
2022, 1018	4	1,337			3	1,308	0224
2023	1	1,298	3	1,282	1	1,283	2025
2024, 1126	3	1,251	6	1,250	4	1,249	1129
000.10	3	1,228			1	1,225	000.15
1019	1	1,221	3	1,219	2	1,214	0227
2025	2	1,195			1	1,179	011.14
1128	5	1,101	8	1,100	5	1,099	112.12; 022.10
					1	1,057	101.16, 202.11
101.11 2130	6	1,034	4	1,034	5	1,031	2131, 1232
2028, 2132	1	1,021			2	1,017	000.18
					2	1,009	2134
2133	2	1,003	4	1,002	2	0,996	1235

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8
112.10	2 0,970	4 0,966	2 0,968	112.15			
			1 0,962	2137			
2135	1 0,953	4 0,947	1 0,945	202.14			
3030, 202.10	3 0,913	6 0,912	3 0,913	3030			
3032	2 0,902	6 0,902	2 0,902	3033, 213.10			
101.13	2 0,893	2 0,892	1 0,879	022.16, 123.11			
000.14	3 0,877		2 0,874	000.21, 3036			
202.11	2 0,865	3 0,866					
		2 0,859	1 0,855	112.18			
		3 0,849	1 0,848	202.17			
101.14	2 0,835						
3036	1 0,833	5 0,833	2 0,834	3039; 213.13			
2240, 213.10	2 0,790		2 0,791	2240			
2242, 3038	3 0,784		5 0,784	2243, 303.12			
202.13	2 0,777						

х) Линии, по которым быстро диагностируются, политипы и их смеси

Как будет видно из наших исследований, очень часты смеси двух политипов в разных количественных соотношениях. Это механические смеси двух фаз.

Для проверки были изготовлены искусственные смеси двух политипов (рис. 3).

Таблица 3
Дебаеграмма колломорфного молибденита

J	d	hkil	J	d	hkil
10	6,18	0002	1	1,295	2023
8	2,685	1010	3	1,247	2024
6р	2,257	1013	4	1,098	1128
3	2,044	0006, 1014	4	1,029	1230
3р	1,856	1015	4р	1,001	2133
8	1,580	1120	4	0,911	3030
5	1,528	0008, 1122	2	0,901	3032
4	1,357	0009, 2020			

Приготовление искусственных смесей и их исследование, преследовало еще и другую, можно сказать, более важную цель - это определение количества фаз в данной смеси. Качественный анализ производился по методу, описанному Л. Азаровым и М. Бургером (1961) для полиморфных модификаций.

Учитывая характер работы, где полукачественные характеристики компонентов вполне удовлетворяют требованиям, мы не приводим цифровых характеристик для фаз, а удовлетворились полукачественными обозначениями: $2H$ (100%), $2H \gg 3R$ (90-75%), $2H > 3R$ (75-55%), $2H + 3R$ (55-45%), $2H < 3R$ (45-25%), $2H \ll 3R$ (25-0%) и $3R$ (100%). Таким образом, в работе употребляются следующие обозначения: $2H$, $2H \gg 3R$, $2H > 3R$, $2H + 3R$, $2H < 3R$, $2H \ll 3R$, $3R$.

Определение параметров элементарной ячейки молибденита с целью изучения поведения рения проводилось прецезионным методом. Съемка велась в камере РКУ-114 мм на медном λ -фильтрованном (ni) излучении. Режим на трубке (30 kV , 18 mA эксп. 6 часов) и условия обработки пленки сохранялись одинаковыми для всех образцов. Диаметр столбика образца - 0,3 мм.

Каждый образец снимался как в чистом виде, так и в смеси с теоретически рассчитанным эталоном, в качестве которого использовалась каменная соль. (NaCl).

Таким образом, для каждого образца с помощью графиков исключались как систематические, так и случайные ошибки. Параметры рассчитывались в гексагональной установке по нескольким интенсивным линиям с наиболее большим значением индекса hkl для данного параметра в области больших углов. В частности, параметр "a" рассчитан по линиям (3030), (2130) (область углов $45-65^\circ$ для λ -излучения). Параметр "c" рассчитан по линиям (112.10); (000.10); (000.14); (112.8). Ошибка для параметра "a" составляла 0,01% ($0,0004\text{ \AA}$), а для "c" - 0,02% ($0,003\text{ \AA}$).

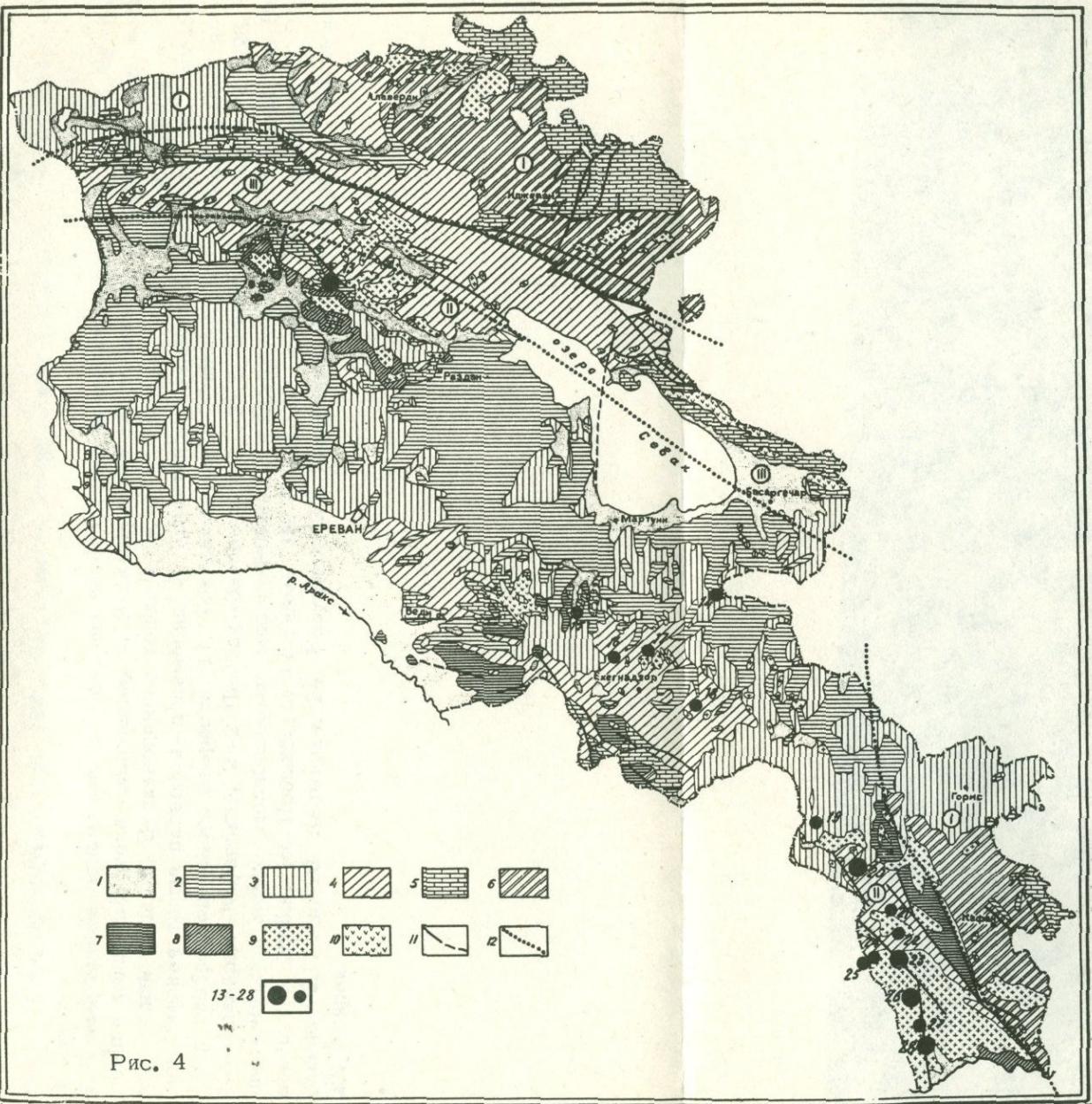


Рис. 4

Рис. 4 Схематическая структурно – металлогеническая карта Армянской ССР (по И. Г. Магакьяну).

1 Четвертичные отложения. 2. Покровы четвертичных и верхнеплиоценовых лав. 3. Вулканогенная толща плиоцена – олигоцена. 4. Вулканогенная толща эоцена. 5. Вулканогенно – осадочные толщи мела. 6. Вулканогенная толща юры. 7. Осадочные толщи триаса – девона. 8. Метаморфическая толща палеозоя – докембрия. 9. Гранитоиды различного возраста. 10. Гипербазиты и габбро эоценового возраста. 11. Тектонические нарушения. 12. Границы рудных поясов: 1–1 Алаверди – Кафанский, 2–2 Памбак – Зангезурский, 3–3 Севано – Амасийский. 13–28. Мolibденовые и медно – мolibденовые месторождения и рудопроявления: 13. Мисхана. 14. Варденис. 15. Эллин. 16. Прошиберд. 17 Газма. 18. Каялу. 19. Аравус. 20. Дастанкерт. 21. Кефашен. 22. Гехи. 23. Каджаран. 24. Капуджух. 25. Парагачай. 26. Джиндара. 27. Айтедзор 28. Агарак.

Глава II

2. ИССЛЕДОВАНИЕ МОЛИБДЕНITA В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ПОЯСА АРМЯНСКОЙ ССР И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СОЮЗА

За последние 30–35 лет на территории Армянской ССР изучен и разведен ряд молибденовых и медно–молибденовых месторождений, в результате чего Армения в настоящее время по запасам и добыче меди и молибдена занимает одно из ведущих мест в Союзе.

Регионально–металлогенические особенности территории республики в настоящее время освещены достаточно хорошо и представлены многочисленными трудами ведущих геологов–металлогенистов. Это работы В. Г. Грушевого (1941), С. А. Мовсесяна (1953), И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1957, 1958), А. Т. Аспаняна (1958), И. Г. Магакьяна (1959).

Согласно И. Г. Магакьяну (1959), медно–молибденовое оруденение Армянской ССР локализовано в Памбак–Зангезурской структурно–металлогенической зоне, протягивающейся вдоль республики около 300 км при ширине около 40 км (рис. 4).

В структурном отношении Памбак–Зангезурская зона представляет крупный антиклиниорий общекавказского простирания, в строении которого выделяются два яруса: нижний, сложенный метаморфическими комплексами палеозоя, и верхний, сложенный вулканогенной толщей палеогена и более молодых образований; вплоть до четвертичных. Породы обоих комплексов прорваны умеренно кислыми гранитоидами, слагающими массивы до 1000 кв. км площади.

Ось антиклиниория ундулирует. На юго–востоке (Зангезурский рудный район) она вздымается и эрозией вскрываются па-

леозойские толщи, крупные массивы гранитоидов, с которыми связаны наиболее крупные медно-молибденовые месторождения (Каджаран, Агарак и др.). К северо-западу (Айоцдзорский рудный район) ось антиклиниория погружается, в связи с чем здесь вскрывается вулканогенная толща палеогена, прорывающаяся небольшими штоками гранитоидов. С последними связано полиметаллическое оруденение (Газма, Каялу, Гюмушхана и др.) и лишь на глубоко размытых участках вскрывается молибденовая и медно-молибденовая минерализация с подчиненной ролью свинца и цинка (Варденис, Элгин, Прошиберд и др.). Еще далее к северо-западу зона скрывается под мощным покровом лав Гегамского вулканического нагорья и вновь вздымается в бассейне р. Мармарики, где обнажается древний комплекс пород, перекрытый породами верхнего мела и эоцен. Последние прорываются гранитоидами, с которыми также связаны небольшие скарновые залежи и медно-молибденовые месторождения.

1. Зангезурский рудный район

Расположен на юго-востоке республики и является основной площадью покализации медно-молибденового оруденения республики. Район сложен вулканогенной толщей эоценового и частью олигоценового возраста, прорванной интрузиями умеренно-кислого состава. Внедрение интрузивных пород по данным С. С. Мкртчяна (1958) происходило в три фазы: 1) монцониты 2) граносиениты и 3) порфировидные граниты и гранодиориты. По данным радиохимических исследований калий-argonовым методом (Меликсетян Б. М., Гукасян Р. Х., 1965), возраст первых двух фаз внедрения определяется 38–40 млн. лет (верхний эоцен), а третьей фазы – 20–22 млн. лет (миоцен).

Месторождения покализываются среди интрузивных пород, частью в породах кровли.

Промышленно важным является прожилково-вкрапленный тип оруденения. Второстепенное значение имеют кварцеворудные жилья. В отдельных участках развиты зоны весьма богатых брекчиивидных руд (Дастакерт) или небольшие скарновые залежи (Кейфашен, Нювади) с медно-молибденовым оруденением.

Преобладают и промышленно ценными являются гидротермальные молибденовые и медно-молибденовые месторождения, которые по условиям образования относятся к высоко-среднетем-

пературным (в основном к среднетемпературным) умеренных глубин. Формирование руд происходило в ряд последовательных стадий минерализации, которые иногда обособляются также в пространстве. Минеральный состав руд довольно постоянный: кроме полезных компонентов руд — молибденита и халькопирита, отмечаются также пирит, борнит и др. сульфиды, сульфосоли и теллуриды. Отношение Cu:Mo в различных месторождениях и рудопроявлениях изменяется в широких пределах — от 5:1 в молибденовых месторождениях (Айгедзор и пр.) до (10–20):1 в медно–молибденовых (Каджаран, Агарак, и пр.) и около 40:1 в медных (Джиндара).

Каджаранское месторождение

Является самым крупным медно–молибденовым месторождением республики. В рудном поле месторождения выделяют несколько участков: Центральный, Северо–Восточный, Давачи, Кармир–Кар, Мякан, Шиоркут, Аткиз.

Геологическое строение рудного поля и месторождения изучали В. Г. Грушевой, С. А. Мовсесян (1941), С. С. Mkrtchyan (1944, 1948), С. С. Mkrtchyan и др. (1970), Г. О. Пиджян (1975), данные которых и использованы при описании месторождения.

В строении рудного поля и месторождения принимают участие вулканогенно–осадочные породы нижнего эоцена и прорывающие их монцониты и порфировидные граниты и гранодиориты, принадлежащие соответственно к 1 и 3 фазам внедрения Мегринского plutона. В пределах рудного поля широко развиты дорудные жильные породы, представленные главным образом гранит– и гранодиорит–порфирами.

Контролирующей минерализацию структурой является региональный Дебаклинский разлом, к висячему боку которого приурочено промышленное оруденение. Последнее на участках месторождения локализовано в оперяющих региональный разлом трещинах и структурах, развитых исключительно в монцонитах.

Морфологически оруденение на месторождении представлено штокверковым типом; подчиненное значение имеет жильный тип. Наиболее богатые участки медно–молибденовой минерализации представлены густой сетью маломощных — от "волосяных" до 1–2 см мощности кварц–сульфидных прожилков, приуроченных к сильно гидротермально измененным (серicitизированным, ок-

варцовым) зонам монцонитов, которые как правило, контролируются дайками гранодиорит-порфиров.

Жильный тип оруденения представлен довольно мощными (иногда до 8 м) кварц-сульфидными жилами с весьма богатым содержанием молибдена и нередко меди. Иногда в этих жилах встречаются участки наложенной, более поздней минерализации полиметаллов и карбонатов.

По данным А. С. Фарамазяна (1958), Г. О. Пиджяна (1975), К. А. Карамяна и А. С. Фарамазяна (1960), руды месторождения характеризуются большим разнообразием минерального состава. Месторождение является наиболее типичным представителем медно-молибденовой формации руд. Соотношение Cu Mo в рудах составляет в среднем 1:10. К числу главных рудообразующих минералов относятся молибденит, халькопирит, пирит, сфalerит, галенит, магнетит. Второстепенными минералами являются энаргит, люценит, висмутин, медно-висмутовые минералы, мышьяковые и сурьмяные блеклые руды. Редкие минералы — алтант, гессит, петцит, теллуровисмутит, аргентит, самородные висмут, золото, серебро и теллур. Жильные минералы представлены главным образом кварцем, карбонатом, серицитом и каолинитом.

Кроме описанных полезных компонентов — молибдена и меди — в рудах установлены повышенные содержания рения, селена, теллура и других элементов, также представляющих практический интерес.

Руды характеризуются большим разнообразием прожилково-вкрапленных и жильных текстур. Здесь отмечаются почти все разновидности штокверковых текстур: полосчатая, сетчатая, вкрапленная, прожилковая и др. Первичные рудные минералы представлены исключительно зернистыми структурами, отложения (выполнения пустот) или метасоматического замещения и реже — структурами распада твердых растворов; колломорфные структуры или их реликты здесь вовсе не отмечаются.

Вопросами истории формирования руд занимался ряд исследователей — И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян, М. П. Исаенко, К. А. Карамян и А. С. Фарамазян, — выделившие от 6 до 10 стадий минерализации.

Согласно схеме К. А. Карамяна и А. С. Фарамазяна (1960), формирование руд месторождения происходило в 10 стадий минерализации в следующей последовательности: 1 — кварц-маг-

нетитовая; 2 - кварц-полевошпатовая; 3 - кварц-мolibденитовая; 4 - кварц-мolibденит-халькопиритовая; 5 - кварц-халькопиритовая; 6 - кварц-пиритовая; 7 - кварц-сфалерит-галенитовая; 7, 9, и 10 - безрудные (соответственно карбонатная, халцедоновая и ангидрит-гипсовая).

Промышленную ценность для руд представляют 3, 4, и 5 стадии, при которых отлагалась основная масса меди и молибдена. Следует отметить, что главные рудные минералы - молибденит, халькопирит, пирит и др. - устанавливаются во всех рудных стадиях, т.е. наблюдается преемственность минерального состава и местами различия между стадиями минерализации заключаются в различных количественных соотношениях между главными рудными минералами.

Поскольку объектом нашего исследования является молибденит, то считаем необходимым более подробное и всестороннее описание его проявления и поведения.

Как указывалось, молибденит в рудах месторождения является одним из главных рудообразующих минералов и промышленно ценных компонентов. Встречается он преимущественно в кварц-сульфидных прожилках и жилах. Весьма подчиненное значение имеет его рассеянная вкрапленность в сильно гидротермально измененных породах.

Размеры монокристаллов молибденита самые различные - от микроскопических до 2-3 см и более в поперечнике. В не затронутых пострудными подвижками кварц-сульфидных прожилках, а иногда и жилах, молибденит обычно распределяется симметрично полосчатыми зонами в призабалановых частях, при этом пластинки и агрегаты чешуек, как правило, располагаются нормально по отношению к зальбандам. В сравнительно мощных прожилках и жилах иногда в жильном кварце отмечаются гнездовые и пятнистые изолированные пластинчатые выделения крупных таблитчатых агрегатов (рис.5). Нередко в прожилках кварц-полевошпатовой и кварц-молибденитовой стадии минерализации отмечаются розетковидные выделения молибденита, где размеры отдельных индивидов достигают нескольких сантиметров в поперечнике (рис.6). Достаточно редко в мелких друзовых пустотах жил или прожилков молибденит нарастает на гребенчатый кварц в виде таблитчатых или боченковидных кристаллов.

Довольно интересны маломощные кварцевые прожилки, где тонкозернистый молибденит, видимый только при наблюдении в

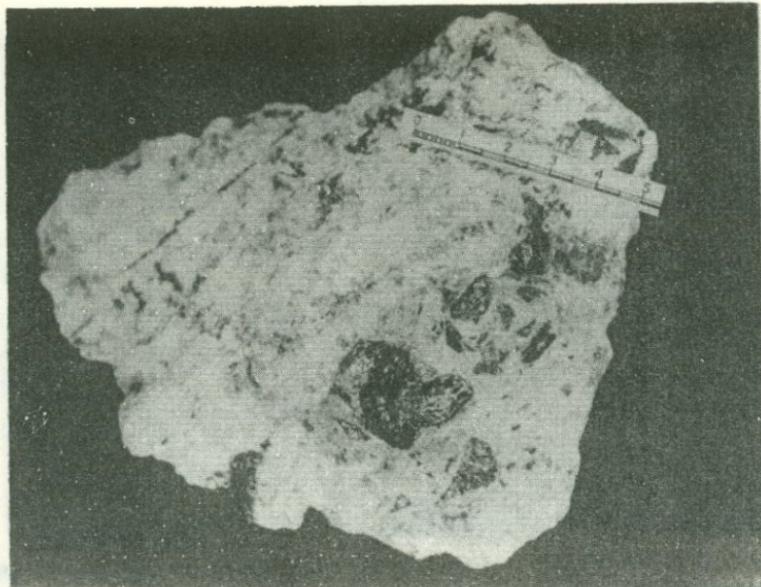


Рис. 5. Розетки крупночешуйчатого молибденита в кварцевом прожилке.

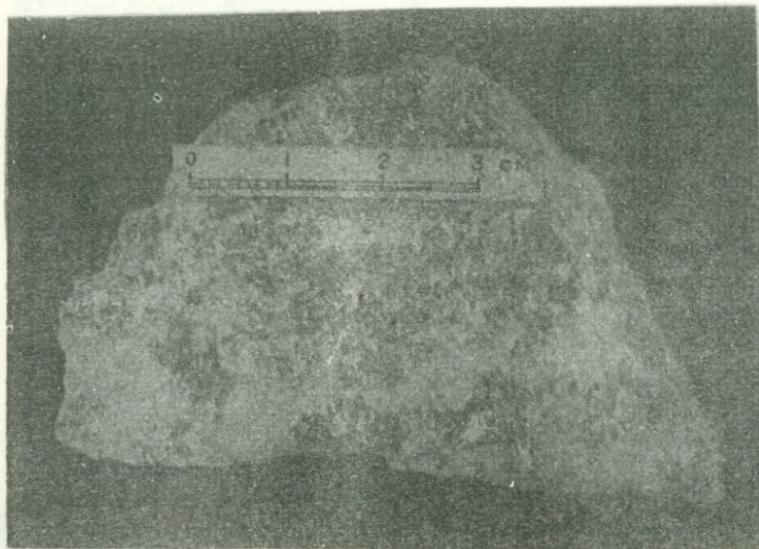


Рис. 6 Розетки крупночешуйчатого молибденита в кварц-полевошпатовом прожилке. По А. С. Фарамазяну.

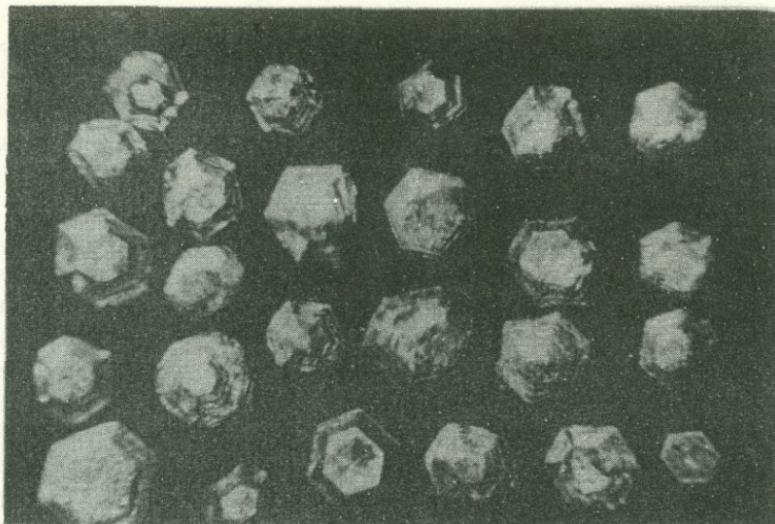


Рис. 7 Идиоморфные дипирамидальные и боченковидные кристаллы молибденита из каврц-сфалерит-галенитовых прожилков
Ув. 80 х.

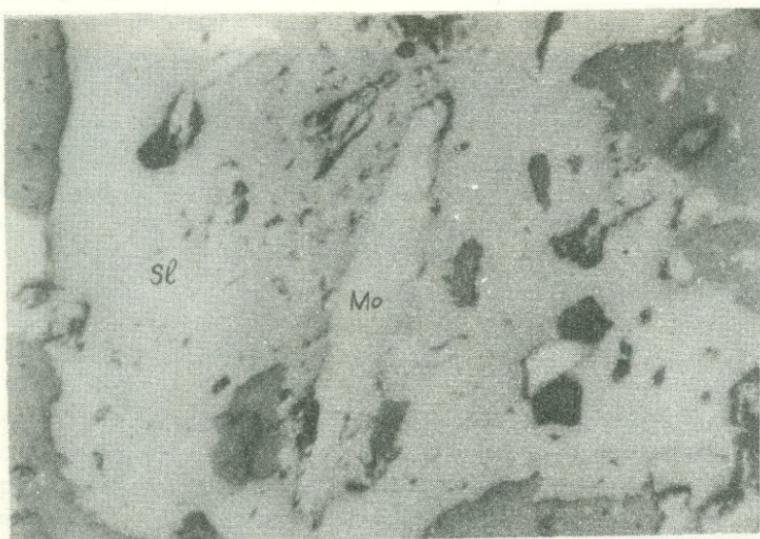


Рис. 8 Включения молибденита (Mo) в полях сфалерита (Sl).
Полир. шлиф ув. 230 х. По А. С. Фарамазяну.



Рис. 9 Развитие халькопирита и пирита вдоль трещин спайности молибденита. Полир. шлиф, ув. 140 х. По А. С. Фарамазяну.

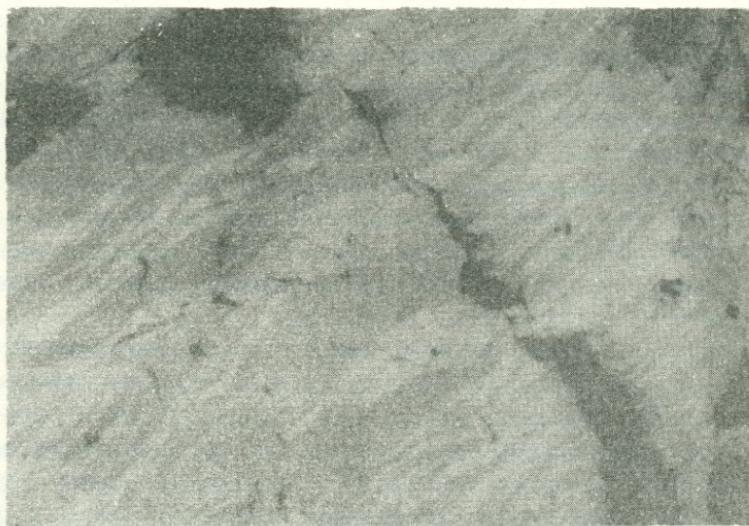


Рис. 10 Веретенообразные двойники деформации молиоденита (серое с белым). Темно-серое – кварц. Полир. шлиф, ув. 70. По А. С. Фарамазяну.

микроскоп, распылен в кварцевой массе, отчего кварц приобретает матово-серую или совершенно черную окраску.

Наиболее широко распространенным парагенезисом молибденита являются кварц, халькопирит и пирит. Очень редко молибденит встречается в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации — обычно в виде толстотаблитчатых или боченковидных кристаллов, размеры которых редко превышают десятые доли мм. (рис. 7, 8).

В последовательности выделения из рудоносных растворов во всех стадиях минерализации молибденит образуется после раннего кварца, окислов железа (магнетита и гематита) и пирита, но до халькопирита и других сульфидов, сульфосолей и теллуридов (рис. 9).

Вследствие многостадийности рудообразовательных процессов и пострудных тектонических подвижек руды, как правило, несут на себе следы метаморфизма, что сильнее всего отражается на молибдените. Гибкие и мягкие (эластичные) пластинки молибденита легко обтекают обломки более твердых минералов — кварца, пирита и др., вмазываются в минералы средней твердости, а по молибденитовым прожилкам широко развиваются молибденитовые зеркала скольжения, часто растертые до состояния черной глинки. Даже незначительные изгибы пластинок молибденита вызывают волнистое погасание, образование клино- или веретенообразных двойников, обычно ориентированных косо по отношению к плоскости спайности (рис. 10).

Из руд Каджаранского месторождения для структурного исследования было отобрано около 100 проб из 55 молибденит-содержащих образцов, которые представляли руды различных текстурных рисунков, стадий минерализации, а также отдельных участков и горизонтов (табл. 4).

Довольно детально изучена мощная кварц-молибденитовая жила 6, откуда пробы отбирались по простиранию, падению и мощности. По описанию многих исследователей молибденит в этой жиле представлен преимущественно крупночешуйчатыми выделениями, распределенными (в жиле) в виде тонких прожилков, обычно параллельных зальбандам небольших гнезд и др. Часто вследствие более поздних тектонических подвижек строение жилы нарушено: рудные минералы вместе с жильным кварцем сильно раздроблены, растасканы по жиле, а молибденит растерт, развалиован и превращен в черную марающую

Таблица 4

Результаты рентгеновских исследований молибденитов
Каджаранского месторождения

Стадия минерализации, тип оруденения (величи- на зерен, чешуек)	К-во образ- цов	Пределы со- держания	К-во изучен- ных проб	Поли- тип молибде- нита
		Re в%		
1 Кварц - магнетитовая				
а) Прожилковый тип				
Мелкочешуйчатый	2	0,026-0,03	2	2H
2 Кварц - полевошпатовая				
а) Прожилковый тип				
Крупночешуйчатый	3	0,034-0,041	4	2H
3 Кварц - молибденитовая				
а) Жильный тип (жила №6)				
Крупночешуйчатый	11	0,027-0,042	26	2H
б) Прожилковый тип				
Крупночешуйчатый	11	0,027-0,049	17	2H
Среднечешуйчатый	5	0,026-0,031	5	2H
Мелкочешуйчатый	5	0,019-0,022	8	2H
4 Кварц - халькопирит - мо- либденитовая				
а) Прожилковый тип				
Крупночешуйчатый	2	0,124-0,161	6	2H
Среднечешуйчатый	5	0,042-0,089	8	2H
Мелкочешуйчатый	4	0,030-0,042	4	2H
5 Кварц - халькопиритовая				
а) Прожилковый тип				
Мелкочешуйчатый	2	0,030-0,032	3	2H
6 Кварц - пиритовая				
а) Прожилковый тип				
Мелкочешуйчатый	4	0,032-0,035	12	2H
7 Кварц - сфалерит - галени- товая				
а) Прожилковый тип				
Мелкочешуйчатый	1		3	2H < 3R

массу или молибденитовые зеркала скольжения. Минеральный состав жилы осложнен наложением рудообразовательных процессов более поздних стадий минерализации, что хорошо фиксируется наличием здесь многочисленных примеров цементации, обволакивания обломков кварц-молибденитовых руд рудами медной, серноколчеданной, полиметаллической и других стадий минерализации.

Результаты рентгеновского исследования молибденитов жилы показали исключительное постоянство в отношении структурного типа: все они независимо от содержания в них редких элементов Re, Se и Te и распределения в жиле, представлены гексагональным политипом 2H. Аналогичные результаты были получены и для проб молибденитов, отобранных из штуфов руд прожилково-вкрапленного типа.

На месторождении исключение составил один образец молибденита (обр. № 61 36 57), взятый с интервала 533 м ствола штольни 36 (глубина от современной поверхности около 300 м). Он оказался смесью политипов 3R и 2H с соотношением фаз 2H+3R. В указанном участке штольни в интервале 7–8 м отмечается зона дробления с интенсивной прожилковой минерализацией сетчатой текстуры. Мощность прожилков небольшая и редко достигает 0,5 см; по простирианию они не выдержаны; имеют извилистые зальбанды и изменчивую мощность. Такой характер проявления минерализации позволяет предполагать о метасоматическом характере рудоотложения. Вмещающая оруденение порода сильно гидротермально изменена серicitизацией и карбонатизацией; последнее иногда развивается так сильно, что вся порода превращается в мономинеральный карбонатный (анкеритовый) агрегат, в массе которого выделяются реликты кварц-сульфидной минерализации. Следует отметить, что как процессы карбонатизации, так и отложение карбоната, происходило после отложения основной массы сульфидных руд.

Рудные минералы в виде небольших скоплений, прожилков и вкрапленности тесно ассоциируют с кварцем. Наиболее широкое развитие имеют сфалерит и галенит; затем, по мере уменьшения следуют пирит, халькопирит, блеклые руды, энаргит и, наконец, молибденит. Последний устанавливается в виде редких мелкочешуйчатых, иногда боченковидных, пластинчатых выделений в ассоциации с пиритом и сфалеритом. В последовательности выделения из рудообразующих растворов образование

Таблица 5

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов
мolibденитов Каджаранского месторождения

Политип типа оруденения элементы	2H												2H<3R Обр. 61/36/57
	Жильный тип			Прожилковый тип									
Fe	0,03	0,3	0,03	1,5	1,0	0,5	0,03	1,0	0,3	0,8	0,4	0,08	
Mn	0,001	0,01	0,003	0,03	0,03	0,001	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,007	
Ni	0,003	0,001	0,003	0,001	0,001	0,01	0,001	0,001	-	0,002	0,0005	0,0003	
Co	0,001	-	-	0,02	0,01	0,003	0,003	0,01	0,002	0,005	0,003	0,002	
Ti	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,002	
V	0,003	-	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	0,003	0,01	0,01	0,003	
W	-	0,002	-	0,002	-	0,03	-	-	0,002	0,002	0,002	0,002	-
Cu	0,003	0,03	0,01	0,1	0,1	-	0,03	0,3	0,3	0,1	0,05	0,002	
Pb	0,01	-	0,03	0,01	0,03	0,0005	-	0,01	0,0006	0,004	0,01	0,02	
Ag	0,0001	0,001	0,003	0,001	0,001	-	0,0001	0,001	0,0008	0,001	0,0008	0,001	
Sb	-	-	-	0,001	-	0,003	-	-	0,0003	-	-	-	
Bi	0,0005	0,001	0,0003	0,0006	0,003	-	-	0,0004	0,0002	0,0003	0,0005	0,0006	
As	-	-	-	0,02	0,01	-	-	0,02	-	0,02	-	-	
Zn	-	-	-	0,01	-	-	-	0,004	0,002	0,005	0,003	0,01	

мolibденита следует после пирита, но до халькопирита, сфалерита и др. Из описываемого образца были отобраны 3 пробы молибденита, структурная характеристика которых оказалась идентичной: $2H \ll 3R$. Следует отметить, что по содержанию элементов – примесей молибденит $2H \ll 3R^{xy}$ не отличается от остальных молибденитов месторождения (табл. 5). Незначительные содержания таких элементов как F , Cu , Tb , Bi , Ag и др. связаны по-видимому, с механической примесью пирита, халькопирита и других сульфидов, с которыми молибденит образует практически неотделимые срастания.

Однако, обобщая данные приближенно – количественных спектральных анализов, следует отметить, что молибдениты месторождения характеризуются наличием в них вольфрама (0,002%) и отсутствием таких элементов как Te (чувств. 0,003%), Te (0,001%), Ge (0,001%), Hg (чувств. 0,0010) и Au (чувств. 0,0004%).

Обобщение результатов рентгеновских исследований молибденитов месторождения, наряду с данными их минералого-geoхимических особенностей позволяют сделать следующие выводы:

1. При процессах рудоотложения кацкаранских молибденитов практически отсутствовали условия, при которых кристаллизуется модификация $3R$.

2. Смесь двух политипов ($2H \ll 3R$) установлена лишь в одном образце, взятом из руд кварц–сфалерит–галенитовой, наиболее низкотемпературной стадии минерализации.

Агаракское медно – молибденовое месторождение

Агаракское месторождение расположено в Мегринском районе, в крайней южной части Зангезурского рудного района. Месторождение разрабатывалось в древности (добывалась медь), однако детальная разведка и изучение начались в 1930 году.

Изучению геологического строения месторождения посвящены работы И. Б. Барканова, А. М. Аветисяна и Н. А. Фокина, И. Г. Магакьяна и др. (1967), К. А. Карамяна и др. (1971) и пр. Исследованием минералогии и геохимии руд месторождения занимались И. Г. Магакьян, Е. А. Акопян, Г. О. Пиджян (1975) и др.

х) К сожалению, количество молибденита в обр. 61/36/57 было настолько незначительным, что провести определения рения, селена и теллура химическими анализами не удалось .

В геологическом строении месторождения принимают участие главным образом интрузивные породы – монцониты и граносиениты, принадлежащие разным фазам внедрения Мегринского plutона. Собственно рудовмещающими породами являются сильно гидротермально измененные сиенитограниты и шток гранодиорит-порфиров. Последний, согласно представлениям К. А. Карамяна и др., является краевой фазой лейкократовых гранодиоритов, являющейся дополнительной интрузией граносиенитов второй фазы внедрения Мегринского plutона. Среди вмещающих пород отмечаются многочисленные ксенолиты меланократовых пород, которые представляют захваченные и не полностью ассилированные породы кровли порфиритов.

В структурном отношении рудное поле месторождения приурочено к массиву, ограниченному контролирующими – Агаракским и Спетринским разломами близмеридионального простирания. В пределах месторождения оруденение контролируется более мелкими структурами, к которым и приурочивается минерализация меди и молибдена. Оруденение локализовано исключительно в сильно гидротермально измененных – окварцованных и серicitизированных породах: сиенито-гранитах и гранодиорит-порфирах.

Руды месторождения относятся к прожилково-вкрашенному типу, при этом медная минерализация представлена преимущественно мелкой вкрашенностью во вмещающих сильно измененных породах, тогда как молибденовая минерализация наряду с вкрашенностью развивается в системах тонких кварц-молибденитовых и молибденитовых прожилков.

В отношении распределения полезных компонентов руд – молибдена и меди – А. М. Аветисян и А. Н. Фокин отмечают отчетливо выраженную вертикальную зональность: содержание молибдена с глубиной постепенно возрастает, а меди – падает. По валовому (среднему) содержанию меди и молибдена руды месторождения достаточно резко отличаются от руд Каджаранского месторождения: отношение Cu: Mo здесь составляет 20:1 и более.

Минеральный состав руд месторождения в основном такой же, как и в Каджаранском месторождении. Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, гематит. К второстепенным минералам относятся сфalerит, галенит, борнит, блеклые руды, люценит, энаргит и др.

Следует отметить, что в числе второстепенных минералов здесь в медной и серноколчеданной стадиях минерализации достаточно широко развиты халькозин, марказит, мельниковит, ильменит. Работами Г. О. Пиджяна из редких минералов в рудах установлены медно-висмутовые минералы (эмплектит, виттихенит), аргентит, арсенопирит, теллуриды висмута (теллуроривисмутит и тетрадимит), а также самородные Ag, Au и Bi. Жильные минералы представлены главным образом кварцем, серицитом и хлоритами. Меньше карбонатов (анкерит, кальцит), эпидота, калинита и полевого шпата.

Руды месторождения характеризуются различными текстурами прожилково-вкрашенного типа оруденения, где преимущественным развитием пользуются собственно прожилково-вкрашенная и вкрашенная текстуры. Сравнительно редки массивные текстуры, представленные небольшими гнездами медной (халькопиритовой) или серноколчеданной (пиритовой) минерализации. Еще реже отмечаются маломощные (10–15 см) кварц-молибденитовые и кварц-пиритовые жилы.

Изучение структурно-текстурных особенностей руд, их минерального состава, а также возрастных взаимоотношений различных парагенетических ассоциаций показало, что формирование руд месторождения происходило в результате пульсирующего поступления рудоносных растворов.

Согласно схеме И. Г. Магакьяна и др. (1967), руды месторождения сформировались в шесть стадий минерализаций в следующей последовательности: 1) кварц-магнетитовая, 2) кварц-молибденитовая, 3) кварц-халькопиритовая, 4) кварц-пиритовая, 5) кварц-сфалеритовая, 6) кварц-карбонатная.

Из указанных стадий минерализации лишь две – кварц-молибденитовая и кварц-халькопиритовая представляют промышленный интерес. В эти стадии образуются основные (до 90%) концентрации меди и молибдена.

Руды кварц-молибденитовой стадии представлены в виде кварц-молибденитовых и молибденитовых прожилков. Редко устанавливаемая вкрашенная и жильная текстуры молибденовой минерализации имеют ограниченное развитие и роль их в концентрации молибдена весьма подчиненная.

В кварц-молибденитовых прожилках, мощность которых не превышает 2–3 см, молибденит образует тонкую оторочку мелкозернистых сферолитообразных пластинок около зальбандов

или в виде мелкочешуйчатой вкрапленности рассеян в массе жильного кварца. В молибденитовых прожилках, мощность которых обычно не превышает несколько миллиметров, молибденит представлен примазковыми текстурами с весьма незначительными содержаниями кварца. В этих прожилках мелкочешуйчатые агрегаты молибденита обычно имеют иную ориентировку по отношению к зальбандам: чешуйки молибденита нарастают на стенки прожилка плоскостью спайности, тогда как в кварц–молибденитовых прожилках и жилах рост кристаллов начинается с одной из граней призмы или дипирамиды.

В ассоциации с молибденитом в рудах описываемой стадии минерализации часто отмечаются выделения пирита и халькопирита, обычно развивающиеся по плоскостям спайности молибденита.

Руды кварц–халькопиритовой стадии минерализации, как указывалось, представлены преимущественно вкрапленной текстурой при подчиненной роли кварц–халькопиритовых прожилков и массивных текстур. Вкрапленные и прожилково–вкрапленные жильные руды приурочены исключительно к сильно окварцованным и серicitизированным породам. В прожилках халькопирит, обычно в ассоциации с небольшими количествами пирита, молибденита и редко сфалерита и других минералов нарастает на мелкие гребенчатые кристаллы кварца, заполняя интерстиции последнего в серединной части прожилка. Массивные текстуры медных руд образуют небольшие гнезда (до 0,6 – 0,7 м), иногда на 90% заполненные халькопиритом.

В парагенезисе с халькопиритом достаточно часто отмечаются колломорфные и почковидные выделения пирита, в полях которого устанавливаются мельчайшие зернистые агрегаты марказита. Наряду с марказитом в метакристаллах пирита иногда отмечаются характерные трещины усыхания, выполненные тонкодисперсной черной массой гель–пирита–мельниковита (рис. 11, 12).

В полях халькопирита очень редко отмечаются мельчайшие пластинчатые агрегаты молибденита, а также сфалерита.

Проявление руд кварц–пиритовой стадии по своим текстурным и структурным особенностям, распространению и другим свойствам напоминает предыдущую стадию минерализации, с той лишь разницей, что роль халькопирита здесь ничтожна. По сравнению с одноименной стадией Каджаранского месторождения

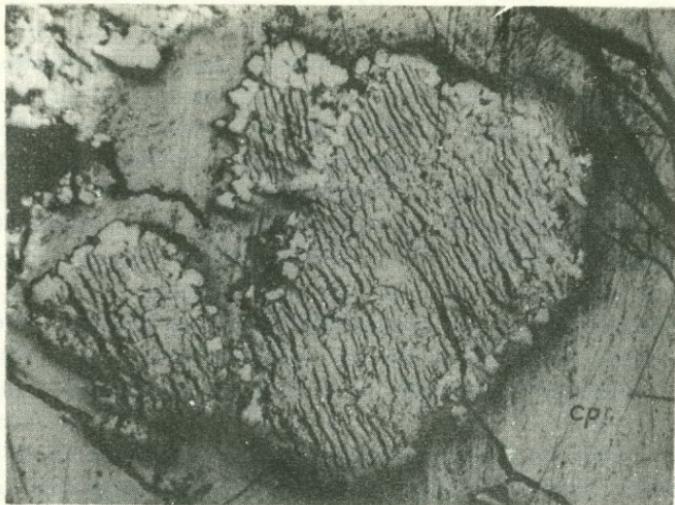


Рис. 11 Колломорфные выделения марказита в поле халькопирита (сп.). В почке заметны трещины усыхания, выполненные мельникитом и кварцем. Полир. шлиф, ув. 250x. По А. С. Фарамазяну.

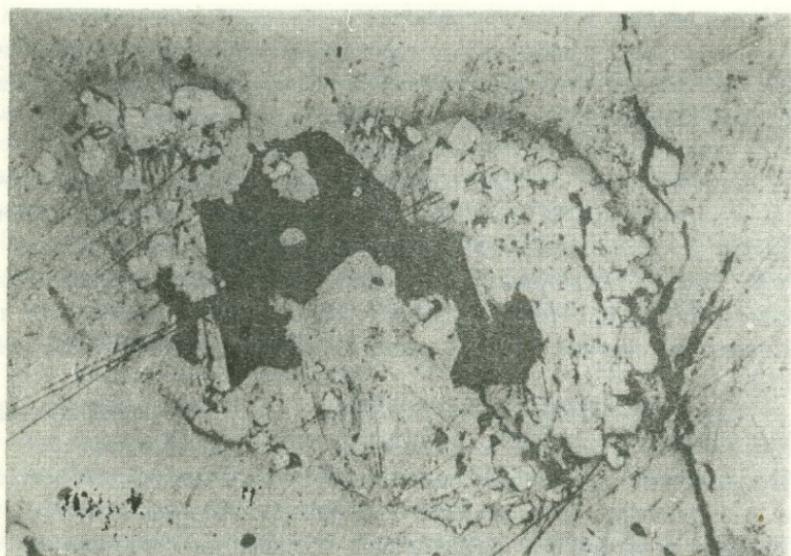


Рис. 12 Колломорфные выделения пирита с марказитом внутри почки. Чёрное – кварц. Полир. шлиф. По А. С. Фарамазяну.

Минеральный состав руд здесь более однообразный и отличается наличием в них колломорфных текстур, а также минерализацией марказита и мельниковита. В ассоциации с пиритом отмечаются редкие выделения халькопирита, молибденита и сфалерита. Руды этой стадии на месторождении пользуются достаточно широким развитием.

Кроме основных полезных компонентов руд, на месторождении установлены достаточно высокие концентрации ценных примесей: рения, селена, теллура, висмута и других элементов, основные скопления которых приурочены к главным рудообразующим минералам,

Сравнение данных минералого-геохимических исследований руд Агаракского месторождения и их текстурно-структурных особенностей с результатами соответствующих исследований Каджаранского месторождения позволяют считать, что руды последнего сформировались при сравнительно более высокотемпературных условиях и несколько больших глубинах. К основным фактам, указывающим на это, следует отнести наличие на Агаракском месторождении марказита, мельниковита (гельпирита), а также довольно широкое развитие в рудах метаколлоидных структур и их реликтов.

Из руд Агаракского месторождения нами была изучена 51 проба молибденита, отобранная из 35 образцов. Для проб, изученных рентгеном, за редким исключением, были проведены химические анализы на рений (анализы заимствованы у А. С. Фарамазяна). Следует отметить, что рениеносность у молибденитов изучена в основном для проб кварц-молибденитовой стадии минерализации, так как в рудах других стадий находки его очень редки и обычно представлены в виде рассеянных мельчайших чешуйчатых выделений в срастаниях с халькопиритом и пиритом и отбор достаточного количества проб не всегда возможен.

Результаты исследования (табл. 6) достаточно четко указывают на то, что молибдениты на описываемом месторождении широко представлены низкосимметричными политипом (3R) и смесями 3R с 2H в разных количественных соотношениях.

Интересно отметить, что иногда пробы молибденита, отобранные с разных участков одного и того же прожилка (или штуфа) бывают представлены разными политипами и микроскопическое исследование в таких случаях также не выявляет никаких отли-

чительных черт, которым можно было бы приписать такое различие. Поэтому мы склонны считать, что такое распределение политипов является результатом небольших местных изменений условий образования молибденитов, уловить которые не представляется возможным.

Что касается влияния элементов – примесей и, в частности, рения, то на основании приведенного материала трудно дать однозначный ответ, однако очевидна одна тенденция – наиболее высокие содержания рения тяготеют к образцам с политипом 3R.

По другим элементам – примесям (Fe, Cu, Pb, Bi и др.), как видно из данных приближенно-количественных спектральных анализов, заметных отличий не наблюдается (табл. 7). Устанавливаемые небольшие содержания этих элементов, по всей вероятности, обусловлены механической примесью сульфидных минералов (пирита, халькопирита, возможно галенита и др.), находящихся в тесных срастаниях с молибденитом.

Таким образом, условия образования молибденитов Агаракского месторождения по сравнению с Каджараном были более благоприятны для образования политипа 3R.

Политип 3R и смесь политипов устанавливаются преимущественно в молибденитах кварц – молибденитовой стадии минерализации. Более того, все пробы молибденитов более низкотемпературных стадий (кварц – халькопиритовой и кварц – пиритовой) содержат в тех или иных количествах политип 3R.

Модификация 3R и смеси 2H + 3R характеризуются наиболее высокими содержаниями рения, хотя есть и исключения.

Дастакертское медно – молибденовое месторождение

Месторождение находится в Сисианском районе, в ущелье р. Кыз – Кошты, стекающей с северного склона Баргушатского хребта.

Месторождение открыто в 1945 г. И. Г. Магакьяном и В. Х. Арян – Иашвили (1946). Геологическое строение и минералого-геохимические особенности руд месторождения изучались Г. О. Пиджяном (1975), К. А. Карамяном (1961) и др.

В строении месторождения участвуют нижнеэоценовые порфиры и прорывающие их гранодиориты и кварцевые диориты. Участок месторождения приурочен к южной части останца кровли порfirитов, которые под воздействием интрузии гранодиоритов превращены в роговики. Кроме того, на участке месторож-

Таблица 6

Результаты рентгенографических исследований молибденитов
Агаракского месторождения

Номер образца	Стадия минерализации, тип оруденения, величина зерен молибденита	Содержание рения, %	Количество изученных проб молибденита	Результаты рентгеновских исследований
Кварц-молибденитовая				
3/61	Крупночешуйчатый (жильный)	0,025	1	2H
6/61	Крупночешуйчатый (жильный)	0,026	2	2H; 2H
58/69	Крупно-среднечешуйчатый (прожилковый)	0,048	1	2H + 3R
2/61	Среднечешуйчатый (прожилковый)	0,044	1	2H
50/69	Средне - крупночешуйчатый (прожилковый)	-	1	2H
43/66	Среднечешуйчатый (прожилковый)	0,036	1	2H
47/60	Средне - мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,032	2	2H;
51/69	Средне - мелкочешуйчатый (прожилковый)	-	2	2H; 3R>2H
6/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,052	2	2H + 3R; 3R>2H
8/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,024	1	2H
9/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,041	1	2H
15/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	-	1	2H
18/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,040	2	2H
21/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,047	2	2H + 3R; 3R>2H
24/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,066	3	2H + 3R; 2H + 3R; 3R
28/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,054	2	2H>3R; 2H + 3R
30/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,050	1	3R>2H
31/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,045	1	2H
33/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,045	1	2H>3R
3/67	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,040	1	2H
4/67	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,042	1	2H
5/67	Мелко - среднечешуйчатый (прожилковый)	0,046	1	2H
9/67	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,044	1	3R>2H
49/69	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	-	3	2H; 2H; 2H>3R
54/69	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	-	1	2H>3R
57/69	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	-	1	2H
58/69	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,052	3	2H; 2H; 2H>3R
48/69	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,046	1	2H
Кварц - халькопиритовая				
5/66	Мелкочешуйчатая (массивная)	-	2	3R>2H; 3R
27/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	-	1	3R>2H
28/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,057	1	3R+ 2H
Кварц - пиритовая				
7/66	Мелкочешуйчатый (гнейсовый)	-	2	3R + 2H; 3R>2H
23/66	Мелкочешуйчатый (жильный)	-	1	3R + 2H
25/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,058	2	2H + 3R; 2H < 3R
34/66	Мелкочешуйчатый (прожилковый)	0,071	1	3R

▲

Таблица 7

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов молибденитов Агаракского месторождения

дения широко развиты жильные породы, которые по отношению к оруденению являются дорудными.

Оруденение приурочено в основном к ороговикованным порфиритам экзоконтакта, иногда распространяясь в пределы эндоконтактовой полосы гранодиоритов. Здесь выделяют несколько рудных зон, в пределах которых оруденение распределется весьма неравномерно.

В структурном отношении месторождение приурочено к породам зоны дробления, простирающейся вдоль провеса кровли. Эта зона представлена серией разносистемных и разновременных нарушений с общим северо-западным простирианием.

К. А. Карамян руды месторождения подразделяет на следующие типы:

1. Медные с промышленным содержанием меди и подчиненной ролью молибдена. Представлены прожилково-вкрапленными и прожилково-брекчиявидными текстурами, локализованными главным образом в ороговикованных порфиритах.

2. Медно-молибденовые руды с промышленным содержанием молибдена и меди, представленные богатыми рудами брекчиявидной, иногда прожилковой текстур. Эти руды покализываются исключительно в сильно измененных породах экзоконтакта интрузии.

3. Медно-молибденовые руды участка шт. 13 и 14 с промышленным содержанием меди и молибдена. Представлены прожилками и небольшими гнездами среди интенсивно серicitизированных гранодиоритов.

Процессы формирования руд, как отмечают многие исследователи месторождения, проходили в ряд стадий минерализации. Согласно К. А. Карамяну (1958), здесь выделяются десять стадий минерализации: 1) медно-полевошпатовая, 2) медная, 3) медно-молибденовая 1, 4) медно-молибденовая 2, 5) медно-карбонатная, 6) кварц-пиритовая, 7) кварц-пирит-сфалеритовая, 8) полиметаптическая, 9) алабандиновая, 10) карбонатная

Главными в отношении промышленной концентрации меди и молибдена являются 2, 3 и 4 стадии.

Медно-полевошпатовая стадия имеет ограниченное развитие и представлена маломощными прожилками К-шпата с халькопиритом. Второстепенное значение имеют выделения мелких чешуек молибдениита и редко гематита. Образование этой стадии минерализации происходило в наиболее высокотемпературных условиях.

Медная стадия представлена прожилково-гнездообразно-брекчиевидными рудами, занимая значительные площади. Минеральный состав руд здесь более многообразен: четко различаются три парагенетические ассоциации: молибденит-халькопиритовая, пирит-борнит-халькопиритовая и теннантит-энаргитовая. Преобладающей является первая ассоциация. Молибденит наряду с халькопиритом является наиболее широко распространенным минералом этой стадии. Он образует чешуйчатые выделения, приуроченные главным образом к периферийным частям прожилков и обломков вмещающих пород. Довольно часто встречаются также розетковидные и вкрапленные выделения молибденита в сплошных массивных полях халькопирита, свидетельствующего об их одновременном образовании.

Медно-молибденовая стадия 1 покализована в роговиках и приурочена исключительно к скальвающим структурам. Для руд этой стадии характерен брекчиевидный тип оруденения, когда обломки сильно измененных вмещающих пород цементируются рудной массой. Рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом, пиритом, борнитом, и другими, а из жильных отмечаются кварц и серицит. Молибденит в этой стадии является самым распространенным минералом. Образует пластинчатые агрегаты или примазки, приуроченные к стенкам мелких сколовых трещин или маломощных прожилков разрывного характера. В брекчиевидном типе руд обычно мелкочешуйчатый молибденит обволакивает обломки вмещающих пород, которые цементируются халькопиритовой рудной массой.

Медно-молибденовая стадия 2 обособлена в гранодиоритах в виде небольшой зоны прожилкового оруденения. Представлена кварцево-сульфидными прожилками среди интенсивно серицитизированных пород. Рудные минералы - молибденит, халькопирит, борнит и др., жильные - кварц, серицит и редко карбонат. Молибденит образует розетки крупночешуйчатых агрегатов, нарастающих на кварц.

Медно-карбонатная стадия имеет весьма ограниченное развитие и проявляется в виде небольших жил и линзовидных тел. Рудные минералы представлены в основном халькопиритом, редко молибденитом, гематитом и магнетитом, жильные - карбонатом.

Остальные стадии минерализации на месторождении развиты слабо и промышленное значение их незначительное.

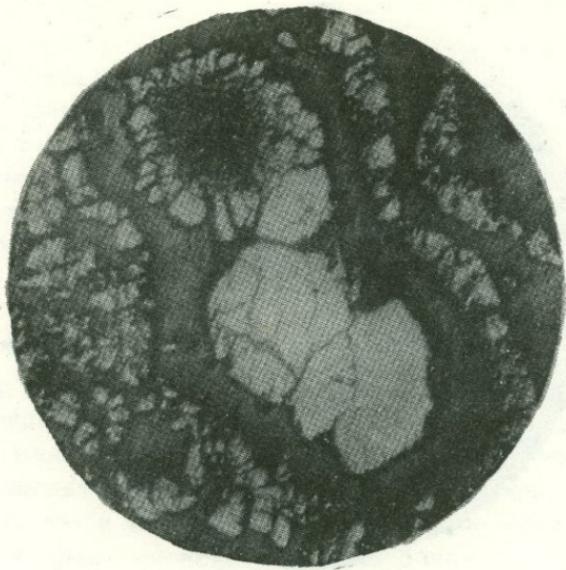


Рис. 13 П почковидные колломорфные стяжения и цепочки пирита (белое) в полях борнита. Полир. шлиф, ув. 140 х. По Г. О. Пиджяну

Руды месторождения характеризуются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей. В текстурном отношении здесь широко представлены брекчиевидные, массивные пятнистые, жильные, прожилково-вкрапленные и другие текстуры, характерные для гидротермальных месторождений. Изучение структурных особенностей показало, что руды более ранних стадий минерализации представлены преимущественно зернистыми агрегатами, хотя нередко и здесь устанавливаются скрыто-кристаллические колломорфные образования пирита или его реликты, имеющие почковидную и сферолитообразную форму (рис. 13, 14). Значительно чаще колломорфные образования отмечаются в рудах более поздних стадий минерализации.

Минеральный состав руд, по данным Г. О. Пиджяна (1975), К. А. Карамяна (1961), характеризуется большим многообразием гипогенных минералов. Главными минералами руд являются молибденит, халькопирит, борнит, пирит. К второстепенным — сфалерит, галенит, блеклые руды, энаргит, висмутин, медно-



Рис. 14 Сферические, концентрически зональные выделения колломорфного пирита цементируются борнит-халькозиновой масой. Полир. шлиф, ув. 250 х. По Г. О. Пиджяну.

висмутовые минералы, магнетит, гематит, мельниковит, Редкие минералы представлены германитом, реньеритом, алабандином, сильванитом и другими теплуридами.

По мнению К. А. Карамяна (1958), наиболее характерной особенностью гидротермальной минерализации Дастанкертского месторождения является многостадийность формирования руд с постепенным падением температуры от наиболее ранних, высоко-среднетемпературных через среднетемпературные вплоть до низкотемпературных в заключительные стадии. По глубине формирования оно относится к месторождениям средних глубин. Промышленные руды образовались в условиях средних температур, о чем свидетельствуют характер изменения вмещающих пород, парагенезисы минералов и текстурно-структурные особенности руд.

По сравнению с другими медно-молибденовыми месторождениями Армении (Каджаран, Агарак), в последовательности выноса металлов рудоносными растворами на Дастанкертском месторождении молибден отстает от меди. Намечается следующий

ряд максимального выноса металлов из магматического очага Cu-Mo, Fe, Zn, Pb, что обусловлено значительным обогащением источника оруденения медью.

Кроме основных полезных компонентов — меди и молибдена руды месторождения представляют интерес также в отношении элементов — примесей — Re, Se, Te, Bi и др., образующих достаточно высокие концентрации в главных рудообразующих сульфидах. Следует отметить, что содержание серебра в рудах и сульфидах (молибденитах и халькопиритах) здесь значительно ниже, чем в соответствующих минералах других медно-молибденовых месторождений Армянской ССР (Каджаран, Агарак и др.), что по мнению Н. А. Хрушова и др. (1960) обусловлено сравнительно более низкими температурами образования руд^X.

Характер распределения структурных разновидностей молибденитов в рудах месторождения изучался по отобранным из разных стадий минерализации образцам. Из последних отбирались пробы молибденита на рентгеновское, приближенно — количественное спектральное и иногда химическое исследования.

Результаты рентгеновского исследования образцов и данных химического определения рения (табл. 8) показали, что с развитием процессов рудообразования роль ромбоэдрического политипа молибденита повышается. Если молибдениты наиболее ранних и сравнительно высокотемпературных медно-полевошпатовой и медной стадий представлены главным образом гексагональным политипом, то в рудах последующих стадий начинает преобладать ромбоэдрический политип в смеси с гексагональным. При этом распределение политипов не зависит ни от текстурных особенностей изученных руд, ни от размеров кристаллических индивидов молибденита. Наблюдается лишь некоторое повышение содержания рения в образцах с ромбоэдрическим политипом.

Интересно отметить, что иногда пробы молибденита, отобранные из различных участков одного и того же образца, показы-

х) К аналогичному заключению приходит В. О. Пароникян на основании сравнения отношения Ag/Au в медных концентратах дастакертских руд ($Ag:Au = 33$) с соответствующими концентратами Каджарана ($Ag:Ag = 16$). Об этом же свидетельствуют установленные в рудах копламорфные образования и их реликты даже в рудах медной стадии минерализации, являющейся одной из ранних.

вают разные структурные модификации или различные количественные соотношения двух фаз.

Так, образец проб 3213^a и 3213 представлен брекчиевидным типом медной руды. Молибденит здесь мелко-, иногда среднечешуйчатый и представлен двумя генерациями: молибденит-1 (проба 3213^a) в виде тонкой оторочки обволакивает интенсивно измененные обломки (брекчии) вмещающей породы. Он приналежит к структурному типу 2Н, Молибденит-2 (проба 3213) образует розетковидные скопления иногда идиоморфных, тонкотаблитчатых агрегатов. Последние находятся в тесном срастании с рудной (халькопиритовой) массой, цементирующей обломки брекчиевидных вмещающих пород. Выпадение этого молибденита происходило очевидно совместно с халькопиритом из растворов, обогащенных медью и сравнительно бедных молибденом. Рентгеновское исследование показало, что этот молибденит, в отличие от молибденита 1, представлен преимущественно ромбоэдрическим политипом.

Другой пример разноструктурного характера молибденитов в одном и том же образце представлен штуком проб 3219, 3220, 3221 из 1: медно-молибденовой стадии минерализации. В нем отмечаются две системы прожилков, плоскости которых приблизительно имеют взаимоперпендикулярные направления. Одна система представлена тонкими параллельными сколовыми трещинами, выполнеными мелкочешуйчатыми, иногда растертыми агрегатами примазковидного молибденита. Две пробы, отобранные из плоскости одного примазка (проба 3220), показали гексагональную структуру (одна из них разупорядочена, подобная $\text{Y}-\text{MoS}_2$), тогда как молибденит, взятый из другого примазка, оказался преимущественно ромбоэдрическим. Другая система прожилков в описываемом образце представлена трещинами разрыва. Молибденит в этих прожилках тесно ассоциирует с халькопиритом и представлен мелко- среднечешуйчатыми пластинками, нарастающими на стенки трещинок. Он оказался 2Н. Трудно дать исчерпывающее объяснение приведенному факту. По всей вероятности, он связан с местными колебаниями температуры и концентрации рудоносных растворов и широким интервалом температуры, при котором существуют оба политипа.

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов различных структурных типов молибденитов показали, что типоморфных элементов-примесей в их составе не существует (табл. 9). Наличие небольших содержаний Fe, Cu, Bi, а

Таблица 8

Результаты рентгеновских анализов молибденитов
Дастакертского месторождения

Стадия минерализации	Номер пробы	Тип оруденения (текстурные особенности)	Содержание рения, %	Полигон, тип
Медно-полево-шпатовая	3214	Прожилковый	-	2H; 2H
	3223 ^a	Прожилковый	-	2H; 2H
	3213 ^a	Брекчиевидный	0,016	2H
Медная	3213	-		2H < 3R
	3212	Прожилковый	0,019	2H; 2H
медно-молибденова-	3216	Прожилковый	0,029	2H: 2H <> 3R
вая	3219	Прожилковый (примазок)		3R > 2H
	3220	Прожилковый (примазок)	0,026	2H (разупор. 2H)
	3221	Прожилковый		2H
	3224	Прожилковый		2H
	3225	Прожилковый		2H; 2H
	3211	Брекчиевидный	0,027	2H > 3R; 2H > 3R
	3218	Прожилковый	0,032	3R > 2H; 3R > 2H
	3217	Прожилковый	0,029	3R > 2H; 3R > 2H
2 медно-молибденовая	3226	Прожилковый	-	3R > 2H
	3222	Прожилковый	0,068	2H > 3R; 3R > 2H
	3215	Прожилковый	0,063	3R > 2H 3R + 2H 3R + 2H

также петрогенных элементов (Si, Al, Ca и др.) обусловлено, очевидно, механической примесью их сульфидов, кварца, полевых шпатов и др., находящихся в тесных срастаниях с молибденитом. Содержания других элементов слишком низкие для того, чтобы имказать какое-либо влияние на структуру молибденита. Необходимо отметить, что последний на месторождении

характеризуется заметными содержаниями Ag, Bi, Te, Au, что не характерно для месторождений Каджаран и Агарак.

Обобщая вышесказанное, можно отметить следующее:

- 1) Условия образования молибденитов на месторождении (как и на Агараке) были благоприятными для выделения ромбоэдрического политипа.
- 2) Образование того или другого политипа не находится в какой-либо связи со структурными и текстурными особенностями размерами зерен молибденита и его химическим составом. Некоторая зависимость наблюдается в связи с содержанием Re. В пробах с наиболее высокими содержаниями рения преимущественным становится политип 3R, однако есть и исключения.
- 3) В течение развития гидротермальных процессов роль политипа 3R возрастает от начальных стадий минерализации к более поздним.

Айгедзорское молибденовое месторождение

Месторождение расположено в Мегринском районе, у слияния рр. Бугакяр и Мегригет. Открыто оно в 1954 г. А. М. Гальяном. С 1955 г. здесь проводились разведочные работы, которые из-за небольших запасов металла были прекращены в 1959 г.

Вопросами геологического строения, минералогии и геохимии руд занимались Г. И. Гольденберг, Г. О. Пиджян, А. И. Карапетян, В. Н. Горохова, К. А. Карамян и др.

В геологическом отношении месторождение приурочено к породам монцонитовой фазы Мегринского plutона — гранодиоритам и тоналитам. В строении месторождения значительное место занимают также дайки диорит-порфиров и ороговикованные порфиры кровли.

Минерализация здесь представлена главным образом жильным типом оруденения. Разведочными работами установлено более 20 кварцево-рудных жил, прослеживаемых по простиранию на 60–250 м и при мощности от 0,1 до 1,6 м. Из них 12 являются наиболее перспективными; здесь содержание Cu составляет 0,34%, а Mo — 0,32%. В структурном отношении жилы покалываются в трещинах разрыва северо-восточного простирания (К. А. Карамян, 1964).

Кварцево-рудные жилы характеризуются довольно сложным строением. Из рудных минералов, кроме глазных рудообразую-

Таблица 8

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов молибденитов Дастанкерского месторождения

Таблица 10

Схемы стадийности рудообразования Айгедзорского молибденового месторождения
по данным разных авторов

№ пп	Г. И. Гольден- берг (1957)	А. И. Карапетян, Г.И. Гольденберг (1959)	В. Н. Горохова (1961)	К. А. Карамян (1964)	Г. О. Пиджян (1966)
1	Кварц-пиритовая	Пирит-полево-шпатовая	Кварц-пиритовая	Эпидотовая	Кварц-эпидот-пиритовая
2	Пиритовая	Пирит-халько-пиритовая	Кварц-халькопирит-молибденит-тавая	Кварц-молибденит-халько-пиритовая	Кварц-халько-пирит- молибденитовая
3	Кварц-халькопирит-Халькопирит- молибденитовая	Халькопирит- молибденитовая	Молибденитовая	Кварц-халько-пиритовая	Кварц-молибденитовая
4	Молибденитовая	Молибденитовая	Карбонатная	Кварц-пири-тавая	Кварц-пиритовая
5	Полиметалличес-кая	Полиметалличес-кая	-	Кварц-сфалерит галенитовая	Кварц-халькопиритовая
6	Карбонатная	Карбонатная	-	Карбонатная	Кварц-карбонат-сфалерит-галени-тавая
		-	-	-	Кварц-карбонат-ная

ших – молибденита, халькопирита и пирита, отмечаются небольшие количества сфалерита, галенита, медно–висмутовых минералов, арсенопирита, самородного золота и др. Из нерудных преобладает кварц (90–95%), незначительно, но постоянно отмечается хлорит, серцит и карбонат.

Изучение различных парагенетических ассоциаций минералов и их возрастных взаимоотношений позволило исследователям расчленить рудный процесс на ряд стадий минерализаций (табл. 10).

Большинство исследователей считает, что основные концентрации кварца и сульфидов выносятся из магматического очага в кварц–молибденит–халькопиритовую стадию, которая является наиболее важной в отношении молибдена. В эту стадию образуются молибденит, халькопирит, пирит, теннантит, незначительные количества сфалерита, галенита, висмутина и др. Из нерудных образовались кварц, хлорит и незначительно карбонаты.

Согласно исследованиям В. Н. Гороховой (1961), отложение минералов этой стадии происходило из коллоидов сложного состава. Об этом свидетельствуют крайне неравномерное распределение минералов в жилах, наличие колломорфного строения молибденита, халькопирита, пирита, а также весьма слабое гидротермальное изменение боковых пород. При этом заполнение полостей жил коллоидным, возможно вязким раствором, происходило одновременно – одноактно, а последовательность отложения минералов определялась последовательностью коагуляции отдельных минералов. Автором допускается, что некоторая часть молибденита, как более высокотемпературного минерала, отлагалась из гелеподобной массы ранее других сульфидов при более высоких температурах. Ранний молибденит отлагался у зальбандов, где теплоотдача высокая и где вследствие этого центры кристаллизации появились раньше. Позже по мере падения температуры центры кристаллизации стягивались к более срединным частям жилы и совместно с молибденитом откладывались халькопирит, пирит, блеклая руда и другие сульфиды. Так объясняется образование полосчатого строения жил.

В следующую молибденитовую стадию (некоторые исследователи отрицают наличие этой стадии) образовался мелкочешуйчатый молибденит с кварцем, карбонатом и незначительным количеством халькопирита. Следует отметить, что В. Н. Горохова (1961), описывая эту стадию минерализации, отмечает, что ру-

Таблица 11
Результаты исследования молибденитов Айгедзорского месторождения

Номер образца	Содержание %	Номер пробы для рентген. исследований 3230	Характер минерализации молибденита	Политип	
				3230	
105/61	0,072	3230	Крупночешуйчатый молибденит	2H	
		3231	-"-	2H	
107/61	0,95	3234	Крупночешуйчатый молибденит	2H	
		3235	Среднечешуйчатый молибденит	2H	
		3236	-"-	2H>3R	
106/61	0,085	3232	Крупночешуйчатый молибденит	3R+2H	
		3233	Среднечешуйчатый молибденит	3R>2H	
109/61	0,13	3238	Крупночешуйчатый молибденит	3R>2H	
118/61	0,115	3238	Среднечешуйчатый молибденит	3R>2H	
		3240	-"-	3R>2H	
113/61	0,10	3243	Среднечешуйчатый молибденит	3R>2H	
		3245	-"-	3R+2H	
115/61	0,125	3246	Среднечешуйчатый молибденит	3R>2H	
		3247	Мелкочешуйчатый молибденит	3R>2H	
62/69	0,14	3247	Среднечешуйчатый молибденит	3R>2H	
		3248	-"-	3R+2H	
		3249	Крупночешуйчатый молибденит	3R>2H	
63/69	0,13	3250	Среднечешуйчатый молибденит	3R>2H	
		3251	Среднечешуйчатый молибденит	3R>2H	
		3252	Мелкочешуйчатый молибденит	3R+2H	

ды здесь по своему минеральному составу не отличаются от предыдущей, а в текстурном отношении они обычно цементируют обломки руд предыдущей стадии. При этом угловатые формы обломков (брекчий), а также постепенные переходы от участков брекчированных руд к небрекчирзованным говорят о том, что участки брекчий образованы в результате дегидратации вязкого коллоидного материала, а цемент брекчий представляет собой продукт остаточной порции исходного раствора кварц-молибденит-халькопиритовой стадии минерализации.

Последующие стадии на Центральном участке развиты слабо и имеют подчиненное значение. Гораздо интенсивнее они развиты на участках Личкваз и Тей. В рудах этих участков молибденитовая минерализация практически отсутствует: здесь очень редко отмечаются маломощные кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки, которые, по всей вероятности, являются отголосками медно-молибденовой минерализации, широко развитой на Центральном участке.

По мере коагуляции коллоидных растворов и отложения выделяют несколько генераций молибденита (Горохова В. Н., 1961). Молибденит-1 - наиболее ранний и высокотемпературный, образуется в призальбандовых частях рудных жил. Молибденит-2 - более поздний, выделяется совместно с основной массой халькопирита. Этот молибденит нередко представлен в виде сферулитов и имеет зональное колломорфное строение, где полосы молибденита и халькопирита чередуются между собой. Молибденит-3 отмечается в виде редких, плохо развитых чешуек размером до 0,005 мм в скоплениях блеклой руды и халькопирита. Молибденит-4 - почти дисперсный, рассеян в темном кварце или карбонате цемента кварцевых брекчий.

Касаясь составов молибденитов месторождения, следует отметить, что они характеризуются весьма высокими содержаниями рения, достигающими иногда 0,2%^{х)}.

В отношении особенностей условий образований следует отметить, что руды, в частности кварц-молибденит-халькопиритовые жилы, сформировались в условиях, переходных от средних к низкотемпературным из коллоидных растворов. Об этом сви-

х) В номенклатуре Арм. ГУ месторождение иногда называется молибденово - рениевым. По данным разведки, содержание рения в 50% молибденовом концентрате составляет в среднем 0,09%.

дательствуют очень слабое гидротермальное изменение боковых пород, выраженное в основном хлоритизацией с незначительной серицитизацией, сложное строение жил, также наличие реликтов колломорфных текстур минеральных агрегатов.

Довольно резкие отличия особенностей генезиса Айгедзорского месторождения от других медно-молибденовых месторождений Армении (Каджаран, Агарак, Дастанкерт) делают этот объект достаточно интересным в отношении изучения политипии молибденита. К сожалению, разведочные работы на центральном участке давно прекращены и поэтому при проведении настоящей работы пришлось ограничиться изучением отдельных образцов, отобранных с плохо сохранившихся отвалов разведочных штолен.

Результаты рентгеновского исследования проб месторождения показали (табл. 11), что молибденит здесь представлен в основном смесью двух политипов, где 3R превалирует над 2H. Политип 2H в чистом виде был установлен только в двух образцах молибденита, приуроченного к призальбандовым участкам жильной минерализации. Совместно с этим молибденитом отмечаются очень редкие включения пирита и халькопирита и вовсе отсутствуют блеклая руда, сфалерит, галенит и др. Надо полагать, что отмеченный молибденит является наиболее ранним и представляет первую генерацию.

Образцы, в которых молибденит присутствует преимущественно в виде политипа 3R, представляли обломки кварц-молибденит-халькопиритовых жил, где розетковидные или сферолитообразные агрегаты молибденита различной величины пластинок — от крупночешуйчатых до мелкочешуйчатых, тесно ассоциируют с халькопиритом, пиритом, блеклой рудой и редко сфалеритом, галенитом и др.

При обзоре табл. 11 нетрудно заметить, что наряду с таким широким проявлением политипа 3R, молибдениты месторождения характеризуются также высокими концентрациями рения. Довольно заметна приуроченность последнего к ромбоэдрическому политипу. Для некоторых проб был проведен приближенно-количественный спектральный анализ (табл. 12), откуда следует, что характер структурного типа молибденита не зависит от содержания элементов-примесей Fe, Cu, Pb, Zn, Bi и Ag. Несколько повышенное содержание указанных элементов обусловлено, по всей вероятности, неотделимыми сростками сульфидов халькопирита, пирита, блеклой руды и др. минералов.

Таблица 12

Результаты приближенно – количественного спектрального анализа молибденитов Айгедзорского месторождения

№ проб Элемен- ты	105/61	106/61	107/61	109/61	62/69
Fe	0,4	0,5	1,0	0,8	1,0
Mn	0,006	0,014	0,002	0,004	0,02
Ni	0,0003	0,0008	0,0002	0,0002	0,0002
Co	0,002	0,009	0,002	0,007	0,004
Ti	0,03	0,03	0,02	0,0025	0,006
V	0,003	0,02	0,003	0,02	0,02
W	–	–	–	–	–
Cu	0,25	0,2	0,3	2,0	0,15
Pb	0,025	0,45	0,02	0,003	0,01
Ag	0,003	0,005	0,002	0,001	0,002
Sb	–	0,01	0,0003	0,52	0,001
Bi	0,0008	0,008	0,0006	0,0002	0,001
As	–	–	–	0,1	–
Zn	0,002	0,02	–	0,3	0,008

Таким образом, на месторождении, как и на Агаракском и Дастанкертском:

1. Существовали весьма благоприятные условия для образования ромбоэдрического политипа.
2. Молибдениты месторождения обогащены рением, тяготеющим к пробам с преимущественным содержанием политипа 3R.
3. Отсутствует какая-либо связь между другими примесями и структурным типом молибденита.

Парагачайское месторождение молибдена

Парагачайское месторождение молибдена расположено в верховьях р. Парагачай на юго-западном склоне Зангеизурского хребта на территории Нахичеванской АССР^{x)}.

x) Месторождение открыто в 1937 г. С. А. Мовсесяном. Оно с небольшими перерывами эксплуатировалось в течение 1945–1965 гг. Вследствие неэкономичности руд в настоящее время эксплуатация месторождения прекращена.

Пространственно и генетически оно связывается с Мегринским плутоном, в связи с чем условно может быть отнесено к месторождениям Зангезурского рудного района.

Изучением геологии, минералогии и геохимии руд месторождения занимались С. А. Мовсесян, Ш. А. Азизбеков, Г. А. Твалчрелидзе, Т. Г. Гаджиев, Э. М. Мамедов и др.

По данным Г. А. Твалчрелидзе (1948), в геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенная толща среднего эоцена, интрузивные и жильные породы Мегринского plutона, а также kontaktово-метаморфические породы – роговики, вторичные кварциты и скарны, образованные вследствие воздействия различных агентов при внедрении интрузии гранодиоритов.

Оруденение на месторождении локализуется в полосе диоритов и габбро-диоритов, являющихся краевой фацией гранодиоритов – второй фазы внедрения Мегринского plutона.

Основной тип оруденения представлен мощными кварц-сульфидными жилами, приуроченными к трещинам скола. Жилы характеризуются выдержанностью по простирианию и падению, а также наличием вдоль них небольших смещений.

Собственно месторождение представлено четырьмя жилами: Главной, ее апофизой, Новой и Медной, среди которых промышленную ценность представляли первые три. Жилы характеризуются богатым содержанием молибдена и крайне изменчивой мощностью, обусловленной сколовым характером рудоносных структур.

Кварцево-сульфидные жилы сопровождаются небольшим ореолом гидротермального изменения боковых пород, выраженного в основном хлоритизацией и незначительной серicitизацией.

Минеральный состав руд представлен главным образом молибденитом, пиритом и халькопиритом; второстепенное значение имеют магнетит, арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, самородное золото, вюрцит, теллуриды – петцит, алтант, висмутин и др. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, хлоритом, серицитом.

Формирование руд происходило в шесть стадий минерализации, из которых промышленное значение имеют кварц – молибденитовая и кварц – молибденит – халькопиритовая.

Кварц – молибденитовая стадия минерализации характеризуется выделением кварца, серицита и крупночешуйчатого молибдита. Здесь второстепенное значение имеют арсенопирит, пирит,

халькопирит, образование которых происходило совместно с молибденитом.

Кварц-молибденит-халькопиритовая стадия минерализации характеризуется большим разнообразием минерального состава. Основным рудным минералам — молибдениту и халькопириту сопутствуют пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда и минералы висмута. Молибденит представлен обычно мелкими агрегатными скоплениями, заполняющими промежутки между зернами кварца, часто в тесных срастаниях с указанными минералами.

Минеральные агрегаты обычно представлены в виде зернистых агрегатов от грубозернистых до мелкозернистых. Однако иногда в рудах устанавливаются также колломорфные выделения пирита с марказитом, имеющих мелкозернистую внутреннюю структуру.

Исследованиями Н. А. Хрущова и др. (1960), З. М. Мамедова (1965) и др. установлено, что руды месторождения, в частности молибдениты, характеризуются высокими содержаниями рения, селена и теллура, достигающими иногда десятых долей процента.

По своему геологическому строению, форме рудных тел, характеру оруднения, особенностям минерального состава и geoхимической характеристике руд и главных рудообразующих сульфидов Парагачайское месторождение напоминает Айгедзорское.

Из руд Парагачайского месторождения для структурных исследований было отобрано 12 образцов молибденитов, взятых из жил "Главная" и "Медная" (табл. 13).

Результаты показывают, что молибдениты Парагачайского месторождения, как и молибдениты Айгедзора, характеризуются достаточно широким развитием ромбоэдрического молибденита. В распределении политипов в рудах различных стадий минерализации никаких закономерностей не наблюдается; их смеси в различных количественных соотношениях отмечаются в обеих рудоносных стадиях минерализации.

Что касается распределения рения, то здесь также его наиболее высокие концентрации приурочены к пробам, где смесь политипов представлена в основном Зр.

Следует отметить, что имеющийся в нашем распоряжении каменный материал был недостаточен для характеристики изменения количественных соотношений политипов по падению или простиранию кварцеворудных жил, и этот вопрос не был изучен.

Химический состав молибденитов был исследован также приближенно-количественным спектральным анализом (табл. 14). Было установлено, что различные политипы по составу элементов-примесей мало отличаются друг от друга.

Интересна другая особенность, характерная для всех молибденитов месторождения: почти все они несут достаточно высокие концентрации ртути (до 0,06%), теллура (до 0,04%) золота (до 70 г/т), а некоторые и таллия (до 0,003%), наличие которого наряду с другими фактами позволяет предполагать о сравнительно низкотемпературных условиях рудообразования.

Таким образом, на Парагачайском месторождении молибдениты независимо от принадлежности к той или другой стадии минерализации характеризуются широким развитием политипа 3R.

По составу и содержанию элементов-примесей ($\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Pb}, \text{Ag}, \text{Te}, \text{Ti}, \text{Au}, \text{Hg}$ и др.) политипы 2H и 3R отличаются мало или вовсе не отличаются. Исключение составляет рений: его высокие содержания концентрируются в основном в смеси политипов, где 3R является большим составляющим.

2. Айоцзорский рудный район

Айоцзорский рудный район расположен в центральной части Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны к северу от Зангезурского рудного района. В медно-молибденовом поясе Айоцзорский район занимает особое место, ибо он характеризуется широким развитием полиметаллической и свинцово-сурьмяной минерализации, а медно-молибденовая и молибденовая минерализация развита слабо и имеет подчиненное значение.

В геологическом строении рудного района принимают участие различные по возрасту и составу вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы, прорванные небольшими телами гранитоидов. В отличие от Зангезурского рудного района интрузивные породы здесь представлены отдельными изометрическими, оваловидными и штокообразными массивами, которые объединяются в четыре группы: Газминскую, Калятинскую, Гюмушскую и Джермукскую.

Рудная минерализация обычно приурочивается к выходам этих интрузий и локализуется как в самих интрузивах, так и в породах кровли. Здесь отмечаются полиметаллическая (Газ-

Таблица 13

Результаты рентгеновских исследований молибденитов
Парагачайского месторождения

Номер образца	Стадия минерализации	Содержание молибдена в %	Полигип молибденита.
3/п/59	Кварц-молибденитовая	0,14	2H << 3R
109		0,0882	2H < 3R
120		0,0872	2H << 3R
97		0,0694	2H + 3R
99		0,0585	2H + 3R
98		0,0502	2H < 3R
29		0,0415	2H
70		0,0410	2H
7/к/59	Кварц-молибденит-халькопиритовая	0,0630	2H << 3R
61		0,0456	2H > 3R
62		0,0434	2H >> 3R
27		0,0431	2H > 3R

ма, Гюмушхана), свинцово-сурьмяная (Азатек), медная с цинком и свинцом (Каялу) и отчасти медно-молибденовая и молибденовая (Варденис, Эллин, Прошиберд и др.) минерализация.

Оруденение представлено в основном виде жил, прожилков и жилоподобных тел.

В структурном отношении рудный район относится к области погружения крупного Памбак-Зангезурского антиклиниория. Этим обусловливается тот факт, что Айоцзорский район, будучи слабо развитым, обогащен полиметаллами и беден медью и особенно молибденом. Лишь в ущельях рек, где эрозионный срез сравнительно глубже, устанавливается медная и молибденовая минерализация. Поэтому глубокие горизонты рудного района И. Г. Магакьян (1959) рассматривает как весьма перспективные в отношении медно-молибденового оруденения.

Совершенно иной характер минерализации отмечается на южном склоне Варденисского хребта (юго-западная граница района). Здесь большое распространение имеют дакитовые интрузии, субвуликанические, лакколитообразные тела, в связи с которыми отмечаются Варденисское и Эллинское молибденовые проявления.

По своему геологическому строению, характеру минерализации, парагенетической ассоциации минералов указанные два про-

Таблица 14

Приближенно-количественный спектральный анализ молибденитов
Парагачайского месторождения

Политип № об- разцов	2H		2H > 3R			2H + 3R		3R > 2H			3R >> 2H	
	29	70	61	62	27	97	99	109	98	3/п/59	120	7/к/59
Эле- менты												
Mn	0,015	0,02	0,06	0,08	0,03	0,003	0,001	0,02	0,008	0,003	0,02	0,001
Ni	0,003	0,003	0,003	0,005	0,003	0,0002	-	0,001	0,0003	0,0001	-	0,0002
Co	0,02	0,01	0,008	0,01	0,02	0,005	0,002	0,01	0,003	0,001	0,002	0,003
Ti	0,008	0,37	0,01	0,01	0,007	0,008	0,003	0,02	0,01	0,02	0,008	0,02
V	0,002	0,03	0,01	0,02	0,002	0,01	0,003	0,015	0,004	0,007	0,01	0,02
W	-	-	-	-	-	0,003	0,002	-	0,003	-	-	-
Cu	0,02	0,036	0,025	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,001	0,001	0,001
Pb	0,05	0,26	0,045	0,01	0,01	0,008	0,005	0,03	0,006	0,002	0,001	0,045
Ag	0,0006	0,003	0,002	0,001	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,0008	0,0001	0,002
Sb	0,003	-	-	-	-	-	-	0,0006	-	-	-	-
Bi	0,0005	0,025	0,0008	0,001	0,0001	0,0008	0,0003	0,0006	0,0003	-	0,0001	0,0004
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,005	0,01	0,003	0,003	0,001	0,004	0,002	0,006	0,02	0,003	0,002	0,003
Te	0,008	0,037	0,006	0,011	0,003	0,003	-	-	-	0,01	-	0,003
Tl	0,003	0,002	-	0,001	0,001	-	-	-	-	-	-	-
Ga	0,00004	0,0009	0,00008	0,0002	0,0001	0,0001	0,00003	0,0002	0,0001	-	-	-
Ge	-	-	-	0,0001	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	0,02	0,035	0,003	0,008	0,014	0,06	0,006	0,02	0,025	-	0,005	-
Au	0,003	0,009	0,002	0,007	-	0,001	0,003	0,002	0,0005	0,005	-	0,003

явления резко отличаются от известных медно-молибденовых месторождений Армении. По данным А.С. Фарамазяна и А.Г. Акопяна (1963) и Г. О. Пиджяна (1975), минерализация этих рудопроявлений образовалась в близповерхностных, низкотемпературных условиях.

Таким образом, месторождения и рудопроявления Айоцдзорского рудного района в целом по условиям образования относятся к переходным от среднетемпературных к низкотемпературным, образованным на умеренных и малых глубинах.

а) Варденисское рудопроявление

Находится в верховьях реки Элегис у водораздела Варденисского хребта. Открыто оно А. А. Асатряном в 1957 г.

По данным А. А. Асатряна, в геологическом строении рудопроявления принимают участие вулканогенные породы среднего эоценена, кислые эфузивы миоплиоценена и прорывающие их субвулканические инрузии дайков миоплиоценового возраста.

Морфологически оруденение представлено молибденитовыми и кварц-молибденитовыми тонкими прожилками и мелкой редкой вкрапленностью молибденита. Кроме молибденита, присутствуют пирит, халькопирит, энаргит, теннантит, сфалерит, галенит, буронит, марказит, аргентит и др.

А. Г. Акопян выделяет пять стадий минерализации, среди которых наиболее широким развитием пользуются руды кварц-молибденитовой стадии, локализованные в интенсивно гидротермальноизмененных породах.

Изучением минерального состава и характера распределения редких элементов рудопроявления занимались И.Г. Магакьян и др. (1960), А.С. Фарамазян (1960), Н.С. Хачатрян и Б.Д. Акопян, А.С. Фарамазян и А.Г. Акопян (1963). Исследования показали, что молибдениты и руды несут здесь весьма высокие содержания рения, достигающие иногда 1,88%. В нескольких штуфах содержание рения даже превышает молибден, что позволило предположить о наличии самостоятельного минерала этого элемента.

Впервые политип Зr был найден в рудах этого проявления (А.С. Фарамазян, Э.Х. Хуршудян, 1963). Тогда весьма высокое содержание Re в образце (1,88%) давало достаточно основания считать его причиной образования этого структурного типа.

Рентгеновский анализ пяти проб из рудопроявления показал аналогичные результаты (табл. 15). После установления факта широкой распространенности политипа Зr в рудах Армении труд-

но отдавать предпочтение примеси Re (вообще). Возможно такое высокое содержание Re действительно оказывается решающим, и в данном случае причиной структурного изменения молибденита является Re. Однако если учесть, что высокие содержания рения сами обусловлены низкими температурами рудообразующих процессов, то станет ясно, что примесь Re не есть основной фактор в образовании молибденита - 3R.

б) Элгинское рудопроявление

Расположено в 5 км к северо-западу и северо-востоку от с. Эллии, на южном склоне Варденисского хребта. Оно открыто А. А. Асатряном в 1960 г. Район рудопроявления охватывает около 12 км². В геологическом строении рудопроявления принимают участие вулканогенно-осадочные толщи эоценда, прорванные интрузией дацитов миоплиоценового возраста. Рудо-вмещающими породами являются трещиноватые гидротермально измененные (серicitизированные, пиритизированные и реже окварцованные) порфиры.

Морфологически оруденение представлено прожилково-вкрашенным типом руд: минерализованные трещинки мощностью до 1,0–2,0 мм прослеживаются в виде небольшой зоны северо-западного простирания. Минеральный состав прожилков представлен молибденитом, халькопиритом, пиритом, редко галенитом. Жильный минерал представлен кварцем. Содержание молибдена в зоне низкое – от следов до 0,02% и лишь редко достигает 0,04 – 0,06%.

Содержание Re в молибдените, отобранном из руд, составляет 0,45%, а в 18% молибденитовом концентрате – 0,16%.

Рентгеновское исследование четырех образцов показало ромбоэдрическую структуру молибденита со следами гексагональной (3R >> 2H) (табл. 15).

в) Прошибердское проявление

Расположено в 6 км от с. Ехегнацзор, в верховьях р. Вернашен. Здесь установлено пять участков рудной минерализации. Наиболее интересным является участок Матур.

По данным Э. М. Мадатяна, в геологическом строении рудопроявления принимают участие туффиты и туфопесчаники сред-

него эоцене, прорванные штоком и дайками гранодиоритов и гранит-порфиров.

Минерализация на участке Матур, расположенному в среднем течении р. Казандурмаз, представлена маломощными (до 0,3 м.) жилами и прожилками, образующими небольшую зону, приуроченную к слабо гидротермально измененным (серцитизированным, пиритизированным) гранодиоритам. Оруденение в примыкающих к жилам зонах представлено прожилково-вкрапленной текстурой, где отмечаются гнездообразные выделения с галенитом, сфалеритом, блеклой рудой и пиритом. В жилах молибденит представлен среднечешуйчатыми пластинчатыми агрегатами, тогда как в прожилково-вкрапленной зоне обычны примазки. Главные рудообразующие минералы представлены молибденитом, пиритом, сфалеритом. Второстепенными являются халькопирит, галенит. Жильные минералы — кварц и карбонат.

Содержание металлов из-за слабой минерализации низкое: Cu — от следов до 0,02%, Mo — сл. — 0,02%, Zn — 0,21 — 1,72%, РЬ — сл. — 2,5%.

Содержание рения в пробах молибденита и молибденовых концентратов весьма высокое — 0,39 — 0,47%. Проанализированные четыре пробы молибденита показали ромбоэдрическую структуру (табл. 15).

г) Газминское рудопроявление

Находится на северо-восточном участке Газминского полиметаллического месторождения. Открыто оно Г. О. Григоряном в 1953 г. Медно-молибденовая минерализация представлена маломощными (0,2 — 0,3 см) прожилками среди слабо измененных мелкозернистых кварцевых диоритов. Анализ штуфной пробы, взятой из прожилка, установил Cu — 0,08%, Mo — 0,18%.

В молибденовом концентрате (Mo — 43,5%) химическим анализом установлен Re — 0,5%, что в пересчете на чистый молибденит (Mo 60%) составляет 0,7% (А. Турсебеков, 1969).

Рентгеновский анализ двух проб показал, что преобладающим здесь является политип 2Н ($2\text{H}, 2\text{H} > 3\text{R}$) (табл. 15).

д) Каялинское рудопроявление

Расположено к северу от развалин с. Каялу. В геологическом строении рудопроявления принимают участие интрузивные

породы, представленные гранодиоритами и диоритами. Молибденовая минерализация представлена в виде маломощных (до 5–6 см) кварц–сульфидных прожилков или редких включений в жилах. Молибденит отмечается в парагенезисе с кварцем, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой и арсенопиритом. Рентгеновски анализированы две пробы молибденита, которые оказались ромбоэдрическими (табл. 15).

Как видно из таблицы, даже столь ограниченное количество проб молибденита, анализированных из рудопроявлений Айоцзорского рудного района, говорит о преимущественном распространении здесь ромбоэдрического политипа.

В геохимическом отношении молибдениты района характеризуются сильно повышенной рениеносностью, где содержание рения иногда достигает целых процентов. По условиям образования, согласно геологическим данным, эти рудопроявления относятся к средне–низкотемпературным, формирование которых происходило на небольших глубинах. И.Г. Магакьян (1959, к примеру, считает, что отмеченные участки молибденовой и медно–молибденовой минерализации являются вскрытыми эрозией наиболее верхними горизонтами глубоко залегающих месторождений.

Таблица 15

Данные рентгеновского анализа молибденитов рудопроявлений Айоцзорского рудного района

Рудопроявление (тип Оруденения)	Формация	Рений, %	Кол-во проб	Структурный тип
Варденис (медно– молибденовый)	Кварц–мо– либденит– халькопири– товая	1,88	1	3R»2H
			4	3R
Эллин (–"–)	–"–	0,45	2	3R»2H
			2	3R+2H
Прошиберд (поли– металлический)	–"–	0,47	4	3R
Гамза (–"–)	–"–	0,70	1	2H
Каялу (–"–)	–"–		2	2H > 3R
			2	3R

х) К сожалению, количество молибденита в рудных образцах было настолько ограниченным, что провести анализ на содержание Re не оказалось возможным.

3. Мегринский интрузивный комплекс (Южная Армения)

Мегринский многофазный pluton занимает южную часть Памбак-Зангезурской тектонической зоны. Это крупнейший в Малом Кавказе интрузивный массив, который занимает около 1000 км² площади в пределах Армянской ССР, граничащих районов Нахичеванской АССР и тянется на юг через р. Аракс в Иранский Карадаг.

Краткое описание геолого-петрографической и минералого-геохимической характеристики plutона приводится по С. С. Мкртчяну (1958) и Б. М. Меликсетяну (1965, 1968).

Мегринский plutон прорывает сводовую часть Сюникского антиклиниория общекавказского простирания, сложенного метаморфическими сланцами нижнего палеозоя, песчано-аргиллитовыми и карбонатными породами верхнего мела и вулканогенно-осадочными породами нижнего эоценена. Возраст plutона в целом С. С. Мкртчяном датируется как верхнеэоценовый, а по данным абсолютного возраста (K-Ar метод), верхний эоцен-нижнемиоценовый.

Б. М. Меликсетян и Р. Х. Гукасян (1965) в составе Мегринского plutона выделяют два разорванных во времени интрузивных комплекса: 1 верхнеэоценовый (38-39 млн. лет) габбро-монцонит-граносиенитовый с тремя фазами внедрения: габроидов, монцонитов и граносиенитов и 2 нижнемиоценовый (23-24 млн. лет) гранодиорит-гранитовый с субфазами порфирировидных гранитов, среднезернистых гранодиоритов и порфирировидных гранодиоритов.

Выделенные интрузивные комплексы сопровождаются и замыкаются сериями жильных пород габбро-порфиритов, диорит-порфиритов, лампрофиров, аплитов, гранодиорит - порфириров и др.

По данным Б. М. Меликсетяна (1968), молибденит, как акцессорная примесь, встречается во всех генетических типах

пород (интрузивных, жильных, гибридных и измененных) разновозрастных интрузивных комплексов.

В породах не подвергшихся гидротермальному изменению, он распределен сравнительно разномерно, варьируя в пределах 2–6 г/т. В общем балансе молибдена в гранитоидах на долю молибденита приходится 25–35%, при этом среднее содержание молибденита в изученных гранитоидах в 2–3 раза превышает средние величины в земной коре и достигает 3–8,5 г/т. Автор отмечает, что содержание молибденита в породах и частота его встречаемости в пробах возрастает в поздних дифференциатах интрузивных комплексов (дополнительные интрузии, аплиты, пегматиты), в богатых калием апикальных и эндоконтактовых фациях, и заметно понижается в гибридизированных разностях и поздних дайках гранодиорит–порфиров.

Выделение молибденита и других сульфидов в гранитоидах plutона связано с резким уменьшением содержания щелочей в остаточном расплав–растворе (после выделения биотита в позднемагматическую стадию) и с началом автогидротермальной стадии эволюции, протекающей в каждом отдельном объеме закристаллизованной породы под воздействием остаточных растворов.

В пользу первичности (сингенетичности) молибденита говорят следующие факты: 1) отсутствие или едва заметные изменения атометаморфической стадии; 2) наличие повышенных количеств молибдена в минералах магматической кристаллизации (полевые шпаты, биотит, сфен, апатит и др.); 3) ограниченные возможности изоморфного рассеяния молибдена и других рудных элементов, ведущее к их накоплению в остаточных расплавах; 4) повышенные содержания (против средней концентрации) молибдена в гранитоидах и резкое возрастание их в миароловых разностях, пегматитах; 5) широкая распространенность молибденита вдали от рудопроявлений; 6) сравнительная равномерность его распределения; 7) отсутствие срастаний молибденита с другими акцессорными сульфидами и кварцем; 8) малые и довольно постоянные размеры чешуек (0,15–0,2 мм) и наличие хорошо ограниченных кристаллов молибденита; 9) частые включения молибденита в неизмененных минералах магматической стадии.

Было изучено около 60 проб молибденита, отобранных из разных пород, разных фаз внедрения Мегринского plutона, и только в двух пробах была установлена модификация 3R в сме-

си с 2H ($2H > 3R$, $2H + 3R$) (табл. 16). Все остальные пробы были представлены политипом 2H.

Двенадцать проб молибденитов, проанализированных из верхнеэоценовых интрузивных массивов Центральной Армении (табл. 16), оказались также гексагональными.

Если согласиться с Ф. В. Чухровым и др. (1968), по мнению которых образование политипа 3R связано с медленным падением температуры (а 2H – наоборот), то его проявление в главных фациях интрузивов, в дополнительных интрузивах, в дайках аплитов, пегматитов и др. должно было быть обильным, поскольку кристаллизация в закристаллизовавшейся, но не остывшей интрузивной и жильной породе протекает безусловно медленнее, чем на любом гидротермальном месторождении. Однако, как показывают наши исследования, политип 3R в интрузивах практически отсутствует, в то время как в связанных с ними месторождениях его находки очень часты.

Политип 3R отсутствует также в дайках гранодиорит-порфиров, остыивание которых происходит при быстром падении температуры, о чем свидетельствуют широкие зоны закалки, микролитовая, а иногда и стекловатая основная масса.

Наличие в двух пробах политипа 3R связано, по всей вероятности, с наложением в зонах эндоконтакта гидротермально-го постмагматического процесса, тем более, что в одном случае эта фация расположена вблизи крупного разлома (Таштунского), являющегося рудоподводящим. Фации эндоконтактов, как правило, несут следы сравнительно низкотемпературного постмагматического изменения (пелитизации, слабой хлоритизации и серicitизации).

Что касается температуры образования акцессорного молибденита, то естественно, она выше той, которая действует на гидротермальных рудных месторождениях, связанных с этими массивами.

Следует отметить также, что описанное проявление политипов молибденита в породах массивов – присутствие только одного политипа, в то время как в месторождениях, связанных с ними, распространены оба политипа, – является дополнительным критерием сингенетичности акцессорных сульфидов с вмещающими породами.

4. Месторождения Узбекской ССР.

Для сравнения наших исследований по распространенности

Таблица 16

Распределение политипов молибденита в изверженных породах

Породы	Местонахождение	Число проб	Политипы
Южная Армения, Мегринский plutон (верхнеэоценовый комплекс)			
Первая фаза внедрения			
Габбро - пироксениты, габбро	Центральная часть plutона,	2	2H
Габбро - диориты	в р-не сс. Вагравар - Калакар	1	2H
Вторая фаза внедрения			
Кварцевые диориты	Северо - восточная часть plutона	3	2H
Сиенито - диориты	Центральная и южная части	3	2H
Монцодиориты	Центральная и СВ части plutона	3	2H
Монzonиты	Северная часть plutона	4	2H
Шелочные сиениты	Южная часть plutона	2	2H
Гранодиориты	Центральная и западная части	5	2H
Измененный монzonит	Район Каджаранского месторождения	1	2H
Третья фаза внедрения			
Диориты, кв. диориты	Южная и западная части plutона	2	2H
Кв. сиенито - диориты	Западная часть plutона	1	2H
Гранодиориты	ЮЗ часть plutона	3	2H
Граносиениты	Западная часть plutона	3	2H
Плагиограниты	Район Агаракского месторождения	1	2H
Жильные породы			
Жильные граниты		2	2H
Аплиты		1	2H
Пегматиты	В разных частях plutона	2	2H
Диорит - порфиры	далеко от месторождений	1	2H
Гранодиорит - порфиры		2	2H
Нижнемиоценовый комплекс plutона			
Порфировидные граниты,		2	2H
1 подфаза	Северная часть массива	2	2H
Среднеэзерн. гранодиориты,		2	2H
2 подфаза	Южная часть массива	2	2H
Порфировид. гранодиориты,		2	2H
3 подфаза	Центральная часть массива	2	2H
Эндоконтактовый гранодиорит	Западный контакт массива	1	2H + 3R
Реакторпорфировый гранодиорит	Джбандинский шток, восточный контакт	1	2H > 3R
Жильные породы			
Аплиты, пегматиты	Северо - восточная часть массива	2	2H
Гранит - гранодиорит - порфиры	" - "	2	2H
Северная Армения, Памбакский верхнеэоценовый комплекс			
Порфировидные граносиениты	Алзаччиманский массив	2	2H
Миароловые граносиениты	" - "	1	2H
Измененные граносиениты	" - "	1	2H
Аплиты, пегматиты	" - "	3	2H
Нефелиновые сиениты	Темсацкий массив	1	2H
Мелкозернистые граносиениты	Сев. часть Такярлинского массива	1	2H
Порфировидные гранодиориты	Ахавнадзорский массив	1	2H
Гранит - порфировые дайки	Анакавинский массив, нижнеолигоцейные дайки	2	2H

и условиям образования различных политипов молибденита с таковыми в молибденовых и медно-молибденовых месторождениях других регионов Союза было изучено также большое количество проб молибденита из месторождений Алмалыкского рудного района Узбекской ССР. Выбор этот обусловлен тем, что расположенные здесь медно-молибденовые месторождения по своему геологическому строению, структурно-текстурным особенностям, минеральному составу и геохимии руд и др., согласно данным С. Т. Бадалова и Г. О. Пиджяна, сходны с месторождениями медно-молибденовой формации Армении.

Предварительные исследования распространности политипов молибденита из месторождений Узб. ССР показали, что наибольший интерес представляют собой пробы молибдено-медно-золотого месторождения Дальнее (С. Т. Бадалов и др. 1970). В связи с этим в дальнейшем более детальные исследования были проведены по пробам месторождения Дальнее^{x)}.

Месторождение Дальнее расположено на северном склоне Кураминского хребта в Алмалыкском рудном районе. По данным С. Т. Бадалова (1965, 1970), И. М. Голованова и З. В. Алехиной (1969) и др., оруденение здесь приурочено к гидротермально измененным — серicitизированным, ангидритизированным, хлоритизированным и карбонатизированным сиенито-диоритам. Оруденение представлено вкрапленно-прожилковым и прожилково-жильным типом руд, где последний имеет подчиненное значение.

Особенностью месторождения является присутствие и большое распространение в рудах ангидрида, который является основным жильным минералом — носителем сульфидов, а также широкое развитие ангидритизированных пород. Главными рудными минералами являются магнетит, гематит, молибденит, пирит, пирротин, халькопирит, самородное золото. Жильные минералы представлены ангидридом, кварцем и цеолитами.

Другой особенностью месторождения является его почти полная сохранность: лишь на некоторых участках эрозией смывы самые верхние горизонты.

Молибденита здесь по сравнению с другими молибденовыми и медно-молибденовыми месторождениями района меньше — он концентрируется только в рудах молибденовой стадии мине-

^{x)} Все изученные пробы молибденитов из месторождений Узб. ССР отобраны из коллекции, любезно переданной для исследования С. Т. Бадаловым

рализации, накапливаясь в виде тонколистоватых выделений в приэльбандовых частях кварц-молибденитовых, кварц-молибденит-пиритовых и кварц-молибденит-пирит-халькопиритовых прожилков, хотя редко встречаются и в мономинеральных молибденитовых прожилках. Содержание Re в молибденитах здесь довольно высокое и в среднем составляет 0,065% (С. Т. Бадалов, А. Туресебеков, 1970).

Материал для исследования политипии подобран по глубине месторождения, начиная от 120 до 1156 м от дневной поверхности.

Результаты рентгеновских исследований около 40 образцов молибденита показали (С. Т. Бадалов и др., 1971), что политип ЗR на месторождении распространен довольно широко и, что более примечательно, он тяготеет к более верхним горизонтам месторождения (табл. 17).

При сравнении этих данных с результатами изучения десяти образцов из соседнего однотипного месторождения Кальмакыр, где процессами эрозии вскрыты более глубокие горизонты, а верхние части месторождения снесены, оказалось, что политип ЗR здесь практически отсутствует. Следует отметить, что содержание Re в молибденитах Кальмакыра более высокое и в среднем составляет 0,15% (С. Т. Бадалов, 1966).

Проведенные исследования молибденитов месторождений Дальнее и Кальмакыр позволяют отметить следующее:

Молибденит – ЗR, кроме месторождений Армянской ССР, принадлежащих медно-молибденовой формации руд имеет довольно широкое распространение в тех же формациях Узбекской ССР.

Между содержанием Re в молибденитах и их принадлежностью к тому или иному структурному типу четкой зависимости не наблюдается.

В распределении молибденита – ЗR в рудах месторождения Дальнее, где процессы эрозии и сноса проявлены очень слабо, наблюдается его приуроченность к верхним горизонтам.

Исследование поведения политипов молибденита на гидротермальных медно-молибденовых месторождениях, рудопроявлениях и интрузивных комплексах Армянской ССР и некоторых месторождений Узбекской ССР позволило выявить следующие закономерности:

Таблица 17

Распределение политипов молибденита на месторождении Дальнее

Парагенезис минералов (от ранних к поздним)	Глубина взятия проб, м	Политип
Дальнее		
Мо-Пт-Анг-XII	120	2H > 3R
Мо-Хл-Ка	130	2H
Кв-Ор-Мо	145	2H + 3R
Кв-Мо-Анг-Хл-Ка	160	3R >> 2H
Мо-Хл-Ка	200	3R >> 2H
Кв-Мо-Анг-Пт-Хл	240	2H + 3R
Кв-Мо-Хл	320	3R >> 2H
Кв-Анг-Мо-Пт	320	3R >> 2H
Кв-Мо-Хл	325	3R >> 2H
Мо-Анг-Хл	335-350	2H
Кв-Мо	360	2H >> 3R
Хл-Анг-Мо-Хл	370	2H > 3R
Кв-Мо-Пт	370	2H + 3R
Кв-Мо-Анг-Пт-Хл	370	2H >> 3R
Мо-Анг-Хл	390	2H
Кв-Мо-Анг-Пт-Хл-Ка	370-420	2H
Кв-Анг-Мо-Пт	425	2H > 3R
Кв-Мо-Анг-Пт-Хл	430-435	2H
Кв-Мо-Анг-Хл	450	3R >> 2H
Кв-Мо-Анг	460	3R >> 2H
Кв-Анг-Мо-Хл	460	3R + 2H
Кв-Мо-Анг-Пт	510-530	2H
Кв-Анг-Мо-Хл	540-550	2H
Кв-Мо-Анг-Пт-Хл	550	3R + 2H
Кв-Мо-Анг-Хл	580-595	3R << 2H
Кв-Мо-Анг-Пт-Хл	600	2H
Кв-Анг-Мо-Хл	620	2H
Кв-Мо-Пт	640	2H
Кв-Мо-Анг-Хл	650	2H
Кв-Мо-Хл	1156	2H

Условные обозначения: Мо—молибденит; Анг.—ангидрид; Пт—пирит; Кв—кварц; Ор—ортоклааз; Хл—хлорит; Хл—халькопирит; Ка—кальцит; Цл—цеолит.

Молибденит на месторождениях Арм ССР представлен обоми политипами. До сих пор считавшийся редким, политип Зр здесь распространен достаточно широко (исключение составляет Каджаран, где присутствует только гексагональная разновидность).

Политип Зр распространен преимущественно в рудах кварц-молибденит-халькопиритовой формации сравнительно средне-низкотемпературных месторождений (Агарак, Дастанкер, Варденис и др.).

Отсутствует какая-либо связь между структурной разновидностью молибденита и величиной или формой его зерен.

На месторождениях количество политипа Зр увеличивается от ранних к более поздним стадиям минерализации (Агарак, Дастанкер).

Оба политипа встречаются во всех текстурных типах руд (вкрапленных, прожилковых, жильных, брекчииевидных и др.).

На примере узбекских месторождений отмечается тяга политипа Зр к близповерхностным частям месторождений.

Отсутствует влияние примесей на образование политипов; исключение составляет рений. Однако связь его с образованием того или другого политипа не совсем ясная; в месторождениях, где условия благоприятны для образования Зр, молибдениты с высокими содержаниями рения представлены преимущественно последним (Агарак, Дастанкер, Парагачай, Айоцзор и др.), а в месторождениях Каджаран или Кальмакыр даже при содержаниях Re - 0,15-0,16% молибденит представлен политипом 2Н.

В акцессорном молибдените ромбоэдрический политип практически отсутствует.

Глава Ш

СИНТЕЗ И ИЗУЧЕНИЕ ДИСУЛЬФИДА МОЛИБДЕНА

Обобщение результатов по изучению природного молибденита показало, что проведение эксперимента необходимо для разрешения тех небольших сомнений, которые ставила природа.

Поскольку до нас эксперименты по получению дисульфида молибдена проводились в сухих системах, не способных ответить на многие вопросы минералообразования, то нам представлялось интересным получить данные в гидротермальных условиях и определить влияние на характер кристаллизации и структуру дисульфида, кроме факторов температуры и выдержки, еще и такие параметры, как давление, pH среды и концентрация Mo и S в растворе.

При этом, естественно, было желательно в качестве Mo – содержащего компонента подобрать такое воднорастворимое соединение, существование которого в природной минералообразующей среде было бы допустимым. В литературе указываются в частности, тио- и окситомолибдаты (В. В. Шербина, 1956, В. И. Рехарский, 1957, 1959). Это легкорастворимые соединения, которые, как полагают указанные авторы, могли играть заметную роль при миграции молибдена в гидротермальных условиях.

Работы, посвященные тио- и оксимолибдатам, в основном касаются их поведения при комнатных температурах (В. Д. Пономарев, Е. А. Букетов, 1959; J. G. Bergard, G. Tridot, 1961, 1962; Д. Ф. Королев, 1958). Результаты указанных работ Л. А. Арутюняном представлены в виде схемы (рис. 15), из которой видно, что в подвижном равновесии между MoO_3S^2 $\text{MoO}_2\text{S}^2 \rightleftharpoons \text{MoOS}^2$ тио- и окситомолибденовыми ионами преобладание того или иного члена зависит от соотношения S : Mo в растворе. Область стабильности для рассматриваемых ионов ограничена, и

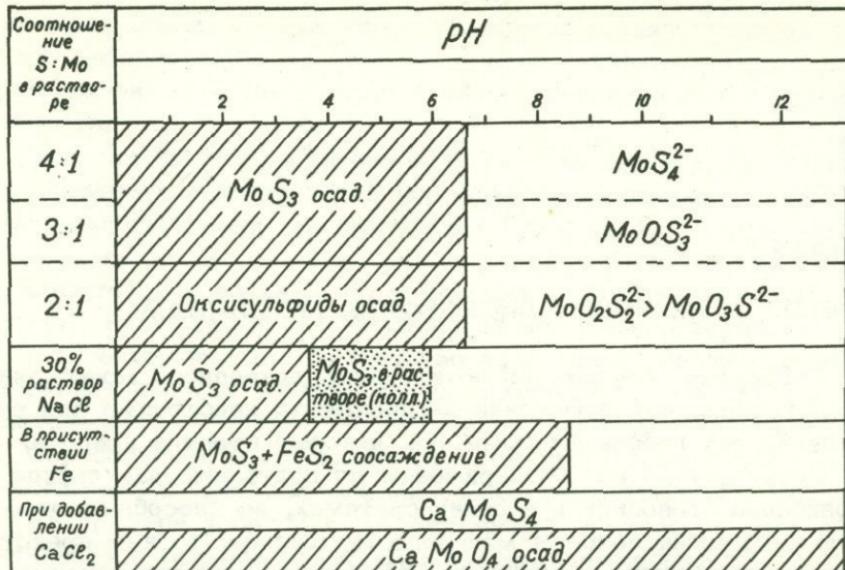


Рис. 15 Схема состояния тио- и окситомолибдатных растворов при комнатной температуре. Заштрихованы области выпадения осадков. По Л. А. Арутюняну.

при рН ниже 7 они разлагаются с выделением трисульфида молибдена — MoS_3 . При добавлении хлористого натрия MoS_3 выпадает в более кислой среде (рН ниже 4). В области рН от 4 до 6 в присутствии в растворе 30 г/л $NaCl$ образуется прозрачный коллоидный раствор MoS_3 , который легко соосаждается с FeS_2 при рН до 8,7.

В литературе известны данные также о поведении тио- и окситомолибдатов при повышенных температурах (Л. А. Арутюнян 1966). Они дали возможность оценить устойчивость тио- и окситомолибдатных растворов при температуре 400° и под повышенным давлением паров раствора, в зависимости от рН и исходных концентраций Mo и S в растворе.

Полученные результаты показали, что при температуре 400° и давлении приблизительно 250 атм. тио- и окситомолибдаты способны содержать ощутимые, с геологической точки зрения, концентрации Mo и S, и что увеличение щелочности растворов от слабо- до сильнощелочного характера почти вдвое увеличивает количество Mo в растворе (рис. 16).

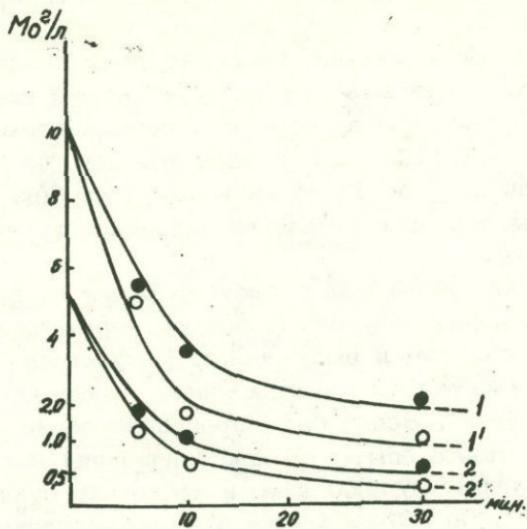


Рис. 16 Содержание Mo в конечном растворе в зависимости от времени пропускания H_2S через исходный раствор 1 и 1 растворы с исходной концентрацией 10 г/л, 2 и 2' – 5 г/л, 0 – сильнощелочные растворы ($pH = 11,5 - 12$) 0 – слабощелочные растворы ($pH = 7,5 - 8$). По Л. А. Арутюняну.

Вышеизложенные данные послужили исходными предпосылками при выборе среды, в которой был осуществлен синтез MoS_2 .

Опыты проводились в автоклавах объемом 5,100 и 500 мл. В ряде случаев растворы помещались в автоклав в стеклянных пробирках. Коэффициент наполнения автоклавов обычно составлял 0,2–0,4. Температура измерялась хромель–алюмелевыми термопарами, вставляемыми в специальные углубления в теле автоклава, с точностью $5^\circ C$ и измерялась от опыта к опыту в пределах $300 - 700^\circ$. Регулирование температуры проводилось регулирующими потенциометрами типа МР-02м с точностью 1–2% от заданной. Давление создавалось за счет паров раствора и непосредственно не измерялось: по данным Р–v–T для воды согласно выбранным коэффициентам наполнения давление должно было составлять от 150 до 600 атм. (Holser Kennedy, 1959), вследствие довольно высокой концентрации применяемых растворов оно должно было быть несколько меньше указанных величин. Продолжительность опытов составляла от 1 до 120 часов.

Исходными служили растворы молибдата натрия концентрации от 10 до 15 г/л Mo, через которые пропускали H_2S из аппарата Киппа при комнатной температуре в течение 0,3–2 часов. При этом образовывался тиомолибдатный раствор оранжево-красно-бурового цвета, конечным компонентом которого при длительном пропускании H_2S является ион MoS_4^{2-} . pH растворов изменяли от 8 до 12 добавлением NaOH (при pH ниже 6–7 из раствора еще при комнатной температуре выпадает аморфный MoS_3).

После выдержки автоклава с раствором при нужной температуре и его охлаждении полученный осадок отфильтровывали, промывали водой и спиртом и высушивали. Полученные продукты изучались под бинокулярным мокроскопом, в отраженном свете и рентгенометрически. Всего было проведено около 20 опытов. Были проведены также опыты по кристаллизации полученных образцов под давлением до 3000 atm. и несколько сухих опытов при температуре 1300°. Дисульфиды Mo при изучении под бинокуляром выделяются в три группы: полученные при температурах до 400°, от 400 до 500° и при более высоких температурах. Первые обычно представляют черную сажистую массу аморфного типа, часто в виде бесформенных рыхлых комочек. Вторые на стенках пробирки образуют серовато-черную пленку, иногда рубчатую и усеянную почковидными образованиями более темного цвета. При скоблении пленки выявляется типичная молибденитовая черта, чешуйчатость и блеск. В одном из опытов при температуре 420° и выдержке 53 часов (pH раствора около 11) наблюдалась кристаллизация кварца из растворенного материала стенок стеклянной пробирки. На срезе стенок пробирки видны пустотки выщелачивания, которые образовались при растворении стекла пробирки; они выполнены сульфидом молибдена. В опытах без стеклянных пробирок при более высоких температурах (500 – 600°) на дне автоклава образовывался обычно один плотный комок округлой формы, после высушивания легко раскалывающийся на остроугольные кусочки матово-черного цвета с раковистым изломом, дающий при прочерчивании молибденитовую черту.

Для более характерных образцов были изготовлены полированные шлифы, описание которых приводится ниже.

1. Опыт 15-с (420°, 53 часа). Отмечаются сплошные (массивные) выделения MoS_2 неправильной формы с причудливыми и изрезанными контурами. Кроме того, в незначительном ко-

личестве (10%) MoS_2 в шлифе представлен в виде тончайших червевидных, петельчатых образований, которые неравномерно рассеяны в шлифе или редко нарастают на более крупные выделения.

Цвет сплошных выделений в отраженном свете обычно серовато-белый, иногда серый и лишь во внутренних частях заметны участки серовато-белого цвета. При наблюдении в поляризованном свете при обычных увеличениях изотропен, при сильных увеличениях (до 1500 x) улавливается небольшая неоднородность цвета; в скрещенных николях при вращении столика микроскопа неоднородность выражается значительно четче: препарат пестрит в различных цветных оттенках — от серовато-синих до розоватых тонов. По всей вероятности, наблюдаемая неоднородность вызвана тем, что сплошные выделения представляют агрегат мельчайших микроиндивидов (микролитов) MoS_2 , анизотропные свойства которых становятся заметными лишь при скрещенных николях и сильных увеличениях. Размеры кристаллических индивидов, по-видимому, находятся на пределе разрешающей способности оптического микроскопа и поэтому они незаметны при параллельных николях (рис. 17).

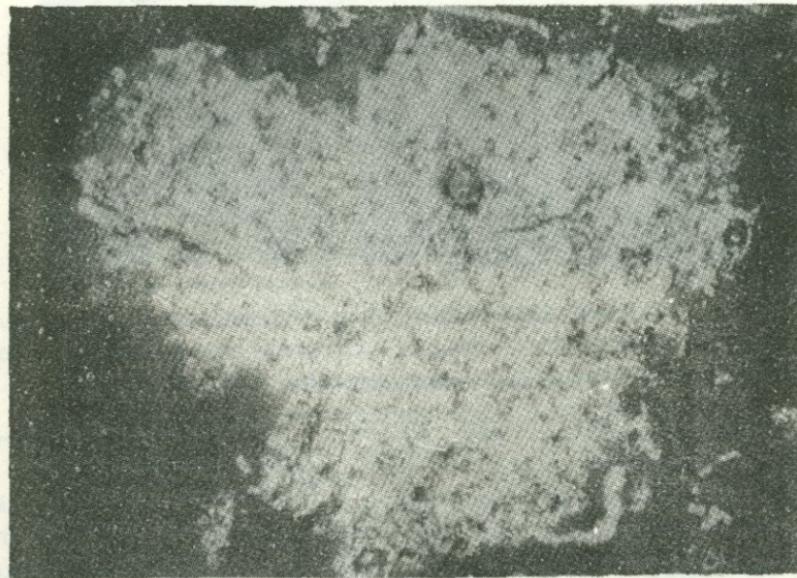


Рис. 17 Микрокристаллические агрегаты червевидных и петельчатых выделений MoS_2 . Полир. шлиф-брикет. Ув. 550 x.

Червевидные петельчатые выделения по своим оптическим свойствам мало отличаются от массивных. Редко отмечаются отдельные выделения с достаточно заметными свойствами анизотропии.

В шлифе отмечаются также редкие каплевидные мельчайшие выделения желтого минерала (возможно CuFeS_2 - халькопирита), которые обычно приурочиваются к выделениям MoS_2 . Кроме того, в шлифе достаточно часто отмечаются сравнительно крупные, идиоморфные, хорошо ограненные образования кварца, внутри которых в редких случаях просматриваются петельчатые выделения MoS_2 (рис. 18).

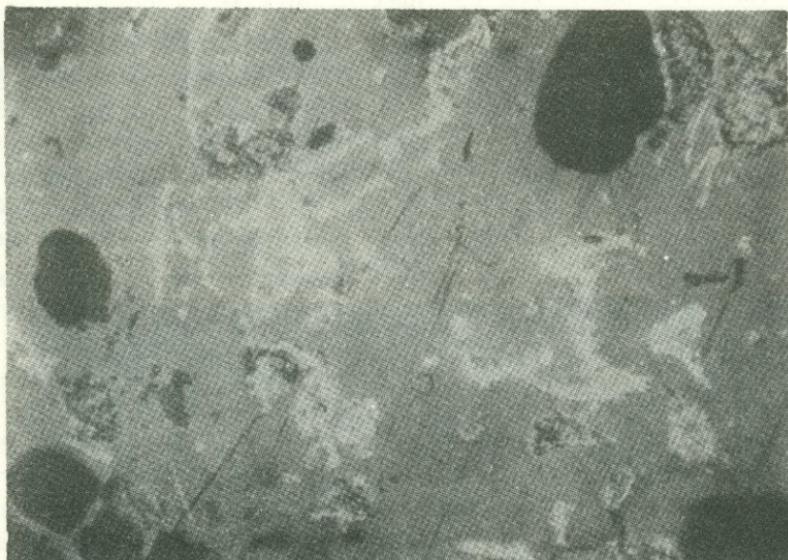


Рис. 18 Червевидные выделения MoS_2 (белое) со сравнительно крупными выделениями кварца (черное - слева внизу). Полир. шлиф-брюкет. Масло, иммерсия. Ув. 1400 х.

В шлифе из опыта 4 (540° , 34 часа) отмечаются сферо-подобные и скученные выделения неправильной формы, в которых при сильных увеличениях слабо различаются микрокристаллические индивиды пластинчатых кристаллов MoS_2 . Внутри агрегатов MoS_2 пластинки обычно расположены хаотично и никакой закономерности в их размещении не наблюдается. По своему габитусу и отражательной способности ($R_g \approx 35\%$) выделения MoS_2 не отличаются от молибденита с той лишь разницей,

что они значительно мельче. Поведение при параллельных и скрещенных николях (сильное двухотражение и анизотропия) также подобно молибдениту (рис. 19)

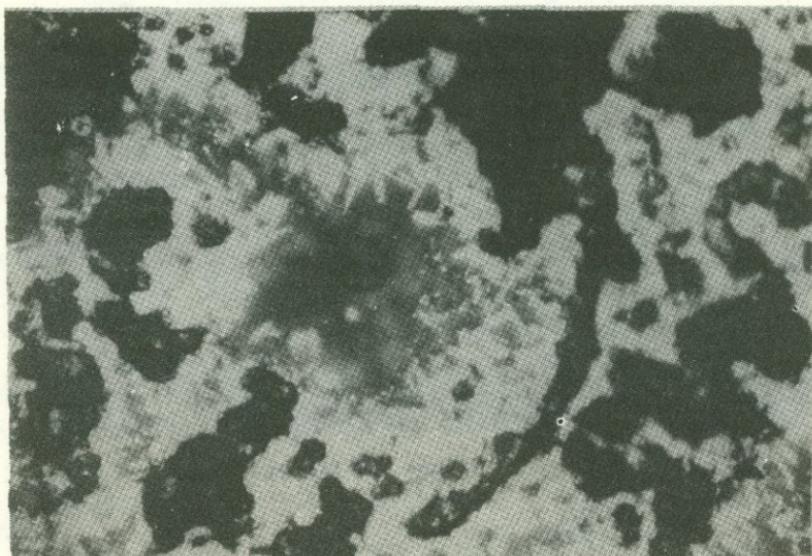


Рис. 19 Пластинчатые выделения MoS_2 в "микродрузовых пустотах", Полир. шлиф-брюкет. Ув. 550 х.

Шлиф опыта 28 (640° , 20 часов) представлен, кроме MoS_2 , идиоморфными выделениями SiO_2 (кварца).

MoS_2 образует исключительно идиоморфные пластинки и агрегаты, имеющие почти равные размеры. В отличие от предыдущих опытов здесь MoS_2 раскристаллизован значительно лучше и более равномерно (рис. 20). По своим оптическим свойствам в отраженном свете выделения неотличимы от природного молибденита.

Рентгеновское исследование полученных сульфидов позволило выделить их в две группы по структурному типу.

У образцов, синтезированных в интервале температур $300 - 550^\circ$, формируется пакет MoS_2 , однако структура дефектна. Причем у образцов, синтезированных до 400° , она настолько разупорядочена, что говорить о структурном типе не приходится. Сульфиды, полученные от 400 до 550° , имеют двухслойную разупорядоченную структуру (линии $\text{ch} - \text{k} \neq 3n$ размыты).



Рис. 20. Идиоморфные пластинчатые выделения. Рельефные зерна (слева наверху) – халькопирит. Полир. шлиф-брикет. Ув. 400 х.

Во вторую группу входят образцы, синтезированные выше 550° (до 700) с трехслойной ромбоэдрической структурой – R^{3m} (табл. 18).

Одним из наиболее интересных результатов проведенных опытов является то, что действие таких факторов, как pH раствора, концентрация молибдена и серы и давление почти не отражались на структуре получаемых фаз. Очень четка лишь роль температуры и в некоторой степени выдержки опытов. При высоких температурах роль последней становится более заметной.

С целью установления влияния на окристаллизованность синтезированных продуктов было проведено несколько опытов при высоких давлениях на установке с внутренним нагревом. Для опытов был использован дисульфид, полученный ранее при температуре 400° и давлении до 200 атм. Навеска дисульфида составляла 1г; температура поддерживалась 450° , выдержка составляла 3–4 часа. Опыты были проведены при давлениях 1000, 2000 и 3000 атм. водяного пара. Структура исходных продуктов осталась неизменной. Таким образом, перекристаллизация под действием давления не имела места.

Таблица 18

Результаты рентгеновского анализа наиболее характерных дисульфидов Mo, полученных при гидротермальном синтезе

Temperatura образования и выдержка в часах							hkl	
	ромбо-380°, 4ч			550°, 3ч			640°, 20ч	гексагональные
	J	d	J	d	J	d		
0003	5	6,0	10	6,0	10	6,1	0002	
0006					1	3,02	0004	
1010	10	2,71	9 p	2,72	9 p	2,77	1010	
1014					4	2,345		
			5 p	2,254			1013	
1015					5	2,198		
0009			2	2,050	6	2,053	0006	
							1014	
1017					4	1,874		
			4 p	1,824			1011	
1120	10 p	1,568	10	1,578	8	1,578	1120	
00012			8	1,529	8	1,528	0008	
							1122	
2021	3	1,362	2	1,361	1	1,362	0009	
							2020	
2022			2	1,297			2023	
1129			5	2,248	5	1,246	2024	
11212			8	1,097	7	1,094	1128	
00018	2	1,033	4	1,034	1	1,029	1230	
							2133	

Результаты проведенных опытов в гидротермальных условиях суммированы в табл. 19.

Для уточнения полученных результатов была проведена серия дополнительных опытов по сухому синтезу. В качестве исходных продуктов использовались MoO_3 , Na_2CO_3 и элементарная S в соотношениях, указанных в работе (А. Н. Зеликман и др., 1961). Тщательно перетертая шихта загружалась в алюндовый тигель, крышка которого обмазывалась шамотом. Тигель помещался в печь, где нагревался до нужной температуры.

Таблица 19.

Результаты опытов по гидротермальному синтезу дисульфида молибдена

№ пп	Температура в опыте, °C	Выдержка в часах	pH исходно- го р-ра	Макроскопическое описание продукта	Микроскопическое описание продукта	Результаты рентгеновского исследования
1	330	48	8			
2	380	24	8			
3	380	4	8			
4	400	4	7-8	Плотная или рыхлая порошкообразная сажистая масса черного цвета, сильно мажущаяся черным. По внешнему виду аморфная.		Кристаллизация пакета MoS_2 . Ограниченнное количество размытых линий, указывающих на дефектность структуры
5	420	54	10			
		78				
	350	24				
6	420	53	11	Серо-стального или черного цвета налет, прочерчивающийся молибденитовым блеском.	Сплошные массивные выделения MoS_2 , который представляет агрегат мельчайших микрондивидуов MoS_2 .	Структура двухслойная, но также дефектная, на что указывает размытость линии с с h - k + 3n
7	430	70	8	Иногда плотный осадок или почковидные наростания на стекле	При больших увеличениях наблюдается анизотропия.	
8	430	6	7-8			
9	530	30	8			
10	580	30	11	Плотные черные кусочки, часто раскалывающиеся на остроугольные обломки; при прочерчивании дают типичную молибденитовую черту и блеск. Мажутся серым. Иногда в виде серо-стального плотного налета.	Сферолоподобные и скученные выделения неправильной формы. Микрокристаллический индивиды MoS_2 . По цвету, габитусу и отражательной способности ($Rg \approx 35\%$) не отличаются от молибденита.	Структура трехслойная ромбэдрическая (молибденит - 3R).
11	540	34	8			
12	540	116	11			
13	550	3	8			
14	560	3	8			
15	565	4	7-8			
16	600	1	7-8			
17	640	20	7-8			
18	700	1	11			

Температура поддерживалась постоянной при помощи автоматического регулирующего устройства внутри печи с точностью $+10^{\circ}$ и измерялась хромель-алюмелевой или платина - платинородиевой термопарами. Опыты выше 900° проводились в кварцевых ампулах. После опыта полученная черная масса размывалась и обрабатывалась горячей водой, оставшийся порошок сульфида промывался водой и спиртом и высушивался.

Изучение полученных продуктов проводилось в отраженном свете и рентгенометрически.

Были изготовлены полированные шлифы, описание которых приводится ниже:

1. Оп. 4 - 500° , 1 час. Отмечаются мелкие (до $0,1 \times 0,1$ мм), преимущественно изометрические выделения MoS_2 , имеющие угловатые контуры. Цвет выделений в основном серовато-белый, отражательная способность низкая (порядка 20%), эффекты двутрассования и анизотропии не наблюдаются. Обычно внутренние участки выделений заполнены сажистым некристаллизованным веществом, иногда круглые выделения имеют тонкосклепетную (наподобие коррозионной) структуру. Серовато-белые нитевидные агрегаты в больших полях сажистого вещества образуют причудливые узоры червеподобных выделений (рис. 21).



Рис. 21 Сплошные и зернистые (пластинчатые) выделения плохо раскристаллизованного MoS_2 . Попир. шлиф-брюкет. Ув. 550 х.

2. Оп. 6 - 700°, 1 час. Отмечаются сплошные (массивные) выделения MoS_2 со сглаженными или угловатыми контурами. При тщательном наблюдении устанавливаются две разности: серовато-белого и серого цвета, распределенных примерно в одинаковых количествах. Редко в полях серовато-белых выделений отмечаются тончайшие выделения сажистого нераскристаллизованного вещества (возможно трещины усыхания). Отражательная способность обеих разностей невысокая - 20-25%. В поларизованном свете (при параллельных и скрещенных николях) выделения серовато-белого цвета изотропны, тогда как разности серого цвета выявляют сильные эффекты двоупражнения и анизотропии с мозаичной внутренней структурой. Следует отметить, что аналогичную структуру выявляют небольшие участки серого цвета, приуроченные к внутренним полям серовато-белых выделений.

Таким образом, хорошо фиксируются стадии кристаллизации MoS_2 : сажистые выделения являются реликтами взятой смеси, серебрато-белые выделения представляют не полностью раскристаллизованные, возможно спекшиеся массы, а серые выделения - это агрегаты хорошо раскристаллизованных микрокристаллических индивидов микролитов, по оптическим свойствам подобные природному молибдениту (рис. 22).

3. Оп. 10 - 700°, 10,5 часа. Выделения исключительно идиоморфные - игольчатые (пластиначатые) образования MoS_2 . Размеры кристаллических индивидов по длине колеблются в пределах 8-15 мк, а по толщине - 1-2 мк и меньше. Цвет белый до серого, отражательная способность высокая ($R_g \geq 30-35\%$). Эффекты двоупражнения и анизотропии сильные. Таким образом по своим оптическим свойствам они неотличимы от природного молибденита (рис. 23, 24).

4. Оп. 1 - 800°, 1 час. Шлиф представлен полностью раскристаллизованными и идиоморфными выделениями MoS_2 . Пластиинки или чешуйки представлены изолированными или сноповидными агрегатами. Оптические свойства не отличимы от природного молибденита. В отличие от опыта 10 индивиды здесь крупнее (рис. 25, 26).

5. Оп. 3 - 900°, 1 час. В шлифе MoS_2 представлен преимущественно в виде амебовидных и петельчатых выделений с мельчайшей внутренней структурой зернистых агрегатов. Идиоморфные пластиначатые выделения очень мелкие и встречаются редко.



Рис. 22 Плохо ракристаллизованные массы микрокристаллических агрегатов MoS_2 (белое) с заметными внутри них остатками исходной смеси (черные точки). Полир. шлиф - брикет. Ув. 550 х.



Рис. 23. Идиоморфные, пластинчатые (игольчатые) выделения MoS_2 . Полир. шлиф - брикет. Ув. 400х.

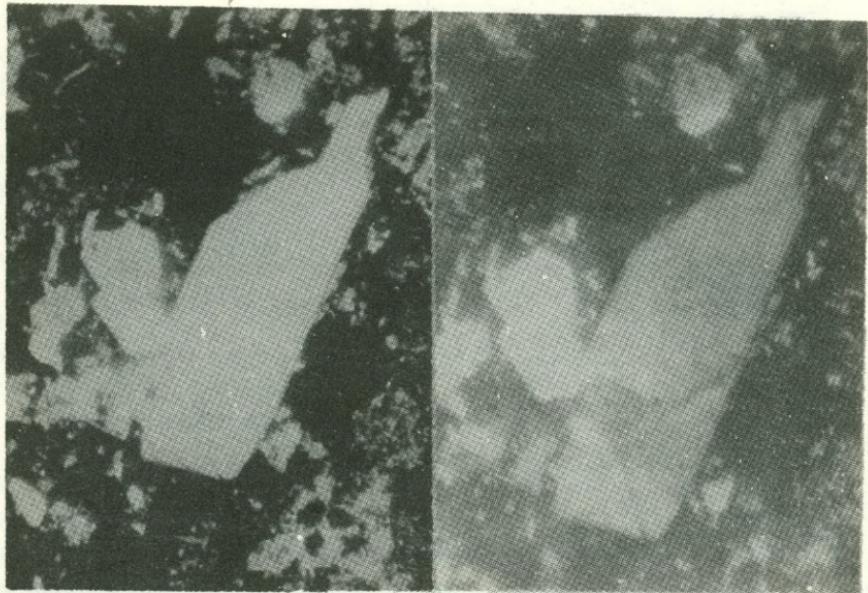


Рис. 24 Идиоморфные выделения MoS_2 из рис. 23 а - в простом свете, б - в поляризованном свете (ник. скрещены). Полир. шлиф-брюкет. Ув. 900 х.

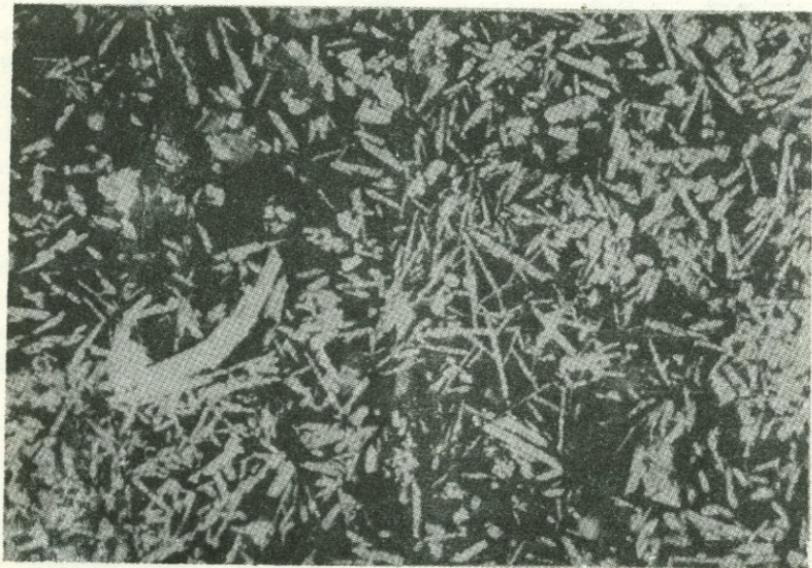


Рис. 25 Идиоморфные игольчатые (пластиничатые) выделения MoS_2 . Полир. шлиф-брюкет. Ув. 350 х.

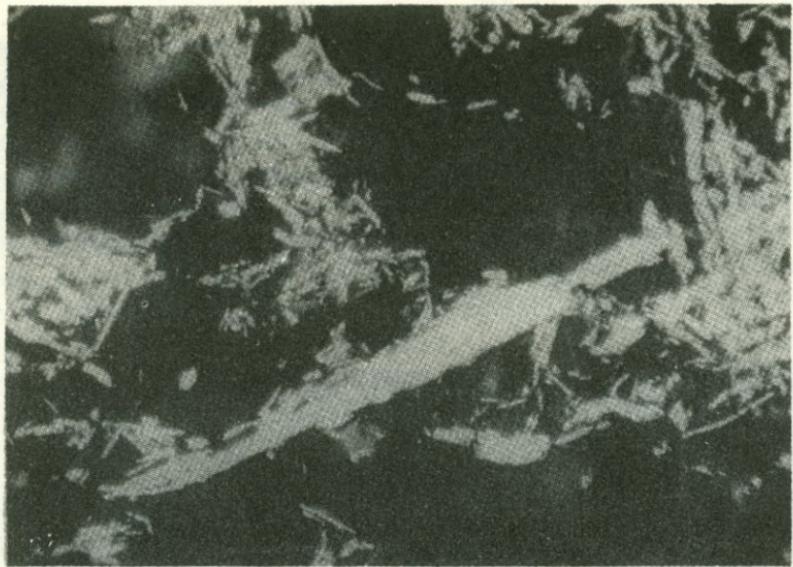


Рис. 26 Крупное пластинчатое выделение MoS_2 с заметными линиями весьма совершенной спайности. Полир. шлиф-брикет Ув. 400 х.



Рис. 27 Крупное пластинчатое выделение MoS_2 среди мелкоэзернистых амебовидных агрегатов. Полир. шлиф-брикет. Ув. 550 х.

6. Оп. 7 – 1000°, 1 час. Амебовидные выделения MoS_2 представлены агрегатом мельчайших пластинчатых выделений. Иногда в центральных частях этих агрегатов отмечаются сравнительно лучше раскристаллизованные крупные пластинчатые образования MoS_2 (рис. 27), чешуйки которых сплетаются между собой, образуя характерную паркетную структуру. Отмеченные крупные выделения характеризуются линиями спайности и волнистым угасанием. Отмечаются также сферолитоподобные выделения с радиально-лучистым расположением сильно анизотропных и хорошо отличимых в поляризованном свете пластинок MoS_2 (рис. 28).



Рис. 28 Сферолитоподобные, радиально-лучистые розетки агрегатов MoS_2 . Полир. шлиф-брекет. Ув. 450 х.

Таким образом, из описания даже ограниченного количества полированных шлифов, приведенного выше, очевиден факт, влияния температуры на степень раскристаллизованности MoS_2 : повышение температуры приводит к образованию более крупных идиоморфных выделений дисульфида, которые по своим оптическим свойствам не отличаются от молибденита. Интересен также тот факт, что два политипа MoS_2 оптически неотличимы и их диагностика этим методом невыполнима.

Рентгеновское исследование продуктов синтеза показало, что

структура упорядочивается, начиная с 700° (выдержка 10,5 часов) образованием сразу двух политипов - двухслойной гексагональной и трехслойной ромбоэдрической с соотношением $3R \gg 2H$. При температуре до 700° (и даже 700° с выдержкой 1 час) полученные структуры дефектны. Начиная с 700° до 1400° , фазы представляют смесь $3R$ и $2H$, начиная с $3R \gg 2H$ до $2H \gg 3R$ соответственно. При температуре 1400° и выдержке 4,5 часа формируется чисто гексагональная структура (табл. 20, рис. 29).

Интересно отметить, что дисульфид, полученный при $700 - 800^{\circ}$ с соотношением фаз $3R \gg 2H$ после двухчасовой выдержки при температуре 1400° изменил это соотношение в $2H + 3R$.

Общеизвестная распространность молибденита в качестве первичного выделения в интрузивных породах, свидетельствующая о возможном образовании его в магматических условиях, побудила нас предпринять также дополнительные опыты по синтезу MoS_2 в силикатном расплаве, содержащем добавки MoO_3 и $NaCl$. С этой целью навеску гранита из Мегринского plutона 6 г, содержащую добавки 3% по весу MoO_3 , 2% серы и около 4,0% $NaCl$ тщательно перемешанную и перетёртую, помещали в алюндовую пробирку с шамотовой пробкой. Пробирку вносили в нагретую до 1100° силлитовую печь, после чего температуру доводили до 1300° и выдерживали в течении 3 часов. В полученном минерале наблюдались чешуйки MoS_2 , местами образующие скопления. Чешуйки достигают величины 0,5-1 мм. Интересно отметить, что в навесках без добавки $NaCl$ (с теми же концентрациями MoO_3 и S) образование чешуек не наблюдалось, MoS_2 образовывался в виде мельчайших выделений, пронизывающих всю массу були. Очевидно, понижение вязкости расплава и возрастание в связи с этим подвижности сульфидных молекул в нем, вызываемое добавкой летучего, способствовало лучшему питанию зародышей MoS_2 , приводя к образованию чешуек.

Рентгеновское изучение показало двухслойную гексагональную структуру.

Таким образом, при сухом синтезе также четко проявляется роль температуры в образовании политипов дисульфида молибдена. Результаты всех опытов приведены в табл. 23.

Считаем необходимым отметить, что как при гидротермальном, так и при сухом синтезах, кристаллизация дисульфида начинается с дефектной двухслойной структуры, подобной γ -фа-

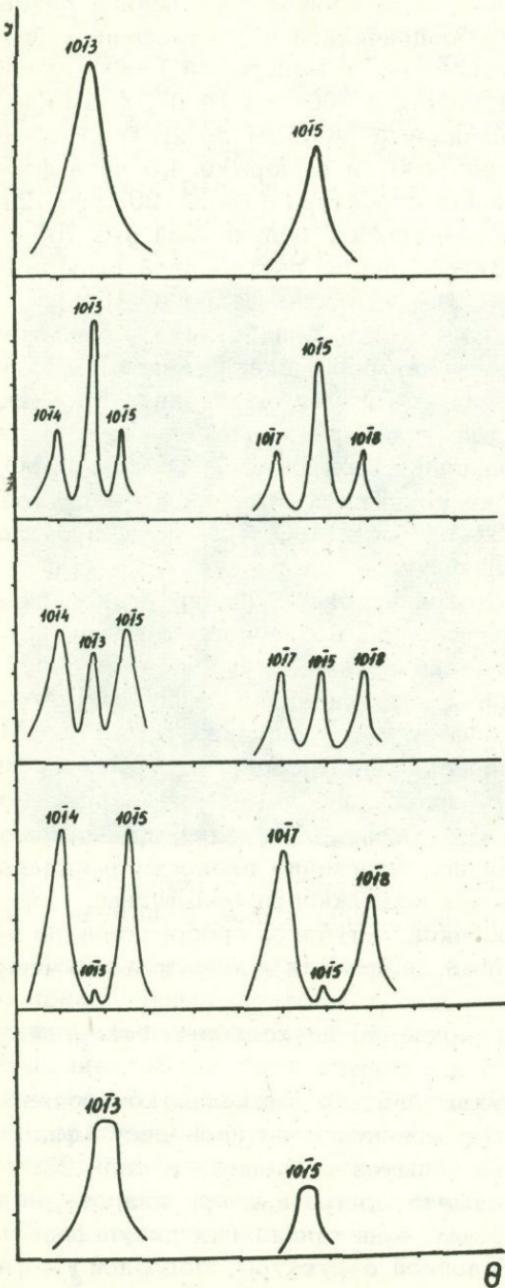


Рис. 29 Участки дифрактограмм дисульфидов Mo, полученных при сухом синтезе: 1 - 600° , выд. 1 ч. 1ч (стр-а несовершенная), 2 - 800° , выд. 1 ч ($3R \gg 2H$), 3 - 1200° , выд. 2 ч. ($3R + 2H$), 4 - 1400° , выд. 2 ч. ($2H \gg 3R$), 5 - 1400° , выд. 4,5 ч. ($2H$).

Таблица 20

Результаты рентгеновского анализа некоторых характерных дисульфидов Mo, полученных при сухом синтезе

<i>hkl</i> ромб- эдрические	Температура образования и выдержка в часах												<i>hkl</i> гексагональ- ные
	600°, 1 ч.		800°, 1 ч.		1200°, 1 ч.		1400°, 2 ч.		1400°, 4, 5 час				
J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	
0003	10	6,18	10	6,17	10	6,18	10	6,18	10	6,18	0002		
1010	8	2,685	8	2,726	8	2,726	9	2,726	6	2,758	1010		
1012			6	2,630	6	2,632			5	2,510	5	2,517	
1014		8	2,358	8	2,358	4	2,358						
	6p	2,257	1	2,272	5	2,278	9	2,284	10	2,283	1013		
1015		8	2,198	8	2,198	4	2,203						
0009	3	2,044	3	2,046	5	2,041	5	2,047	4	2,050	0006; 1014		
1017		7	1,892	5	1,892	3	1,896						
	3p	1,856	1	1,829	4	1,828	7	1,830	6	1,828	1015		
1018		5	1,755	4	1,762	3	1,762						
						3	1,639	1	1,636	1016			
1120	8	1,580	9	1,585	8	1,585	8	1,585	6	1,585	1120		
00012	5	1,528	9	1,531	8	1,532	8	1,535	6	1,534	0008; 1122		
						2	1,481					1123; 1017	
2022	4	1,357	2	1,362	3	1,364	4	1,366	3	1,367	0008; 2020		
	1	1,295	2	1,306	3	1,308	5	1,300	5	1,301	2023		
		2	1,286	3	1,282								
1129	3	1,247	6	1,250	6	1,250	6	1,252	4	1,253	2024		
2027		2	1,213	3	1,219	2	1,222	4	1,198	1019			
	4	1,098	8	1,100	8	1,100	7	1,102	5	1,104	1128		
00018	4	1,029	2	1,033	4	1,034	5	1,035	4	1,035	1230		
								2	1,021	00012; 2028			
2135	4p	1,001	2	0,997	4ш	1,002	5	1,004	5	1,003	2133		
11215		2	0,966	4	0,966	3	0,975						
		3	0,947	4	0,947	4	0,955	5	0,954	2135			
3030	4	0,911	4	0,912	6	0,912	5	0,913	3	0,911	3030		
3033	2	0,901	4	0,901	6	0,902	3	0,902	1	0,903	3032		
					3	0,885	2	0,882	2	0,893	10113		
11218					2	0,859	2	0,858	2	0,859	20211		
					3	0,849	3	0,848			2138		
3039		4	0,833	5	0,833	5	0,833	3	0,834	10114			

Таблица 21

Дисульфиды Mo, полученные при сухом синтезе

№	Условия синтеза		Микроскопическое описание	Структурный тип
пп	температура, °C	выдержка в часах		
1	500	1	Мелкие, преимущественно изометрические выделения. Цвет серовато-белый, отражательная способность низкая (~20%). Много сажистой нераскристаллизованной фазы.	Разупорядоченная двухслойная структура
2	600	1		—
3	700	1	Сплошные массивные выделения. Отражательная способность 20–25%, цвет серовато-белый, серый. Отмечаются начальные стадии кристаллизации MoS_2 .	—
4	700	10,5	Идиоморфные игольчатые (пластинчатые) выделения MoS_2 . Отражательная способность высокая (R_g – 30–35%). Эффекты двутрассования и анизотропии сильные	3R 2H
5	800	1	Хорошо раскристаллизованные пластинчатые, чешуйчатые выделения. По цвету, двутрассированию и анизотропии неотличимы от природного MoS_2 .	
6	800	4,5		3R 2H
7	900	1	Амебовидные и петельчатые выделения. Пластинчатые выделения очень мелкие и встречаются редко	3R 2H
8	900	4	Идиоморфные чешуйчатые и амебовидные выделения.	3R 2H
9	1000	1	Агрегат пластинчатых индивидов, в центральных частях которого отмечаются более крупные пластинчатые выделения. Последние образуют характерную паркетную структуру.	3R 2H
10	1100	0,25	Блестящие чешуйки похожие на природный молибденит.	3 2H
11	1200	2		3 2H
12	1400	2		3 2H
13	1400	3		2H
14	1400 ^{x)}	4,5		2H
15	1300 ^{x)}	3,5		2H

X) Синтез произведен в гранитном расплаве

зе, полученной Зеликманом и др., которая при повышении температуры переходит в ромбоэдрическую модификацию. Это, нам кажется, промежуточная метастабильная фаза между аморфным и ромбоэдрическим дисульфидами.

Суммируя все вышесказанное, включая также известные сейчас данные по условиям образования дисульфидов молибдена, можно прийти к следующему:

Процесс кристаллизации дисульфида молибдена из водных растворов тиомолибдатов начинается с температур порядка $350 - 400^{\circ}$ и протекает до $500 - 550^{\circ}$ (при коротких выдержках).

До 500° полученная структура дисульфида двухслойная, однако дефектная. Выше 500° образуется дисульфид, обладающий трехслойной ромбоэдрической структурой.

В гранитном расплаве при 1300° образовалась двухслойная гексагональная структура.

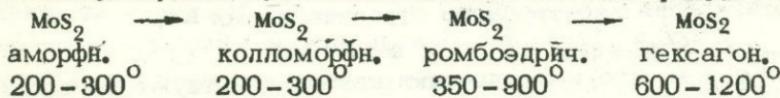
В образовании структуры дисульфида основная роль принадлежит температуре (частично выдержке).

Давление до 3000 атм. не влияло на структуру полученных продуктов.

Влияние pH растворов и концентрации Mo и S в растворе также несущественно.

Опыты по сухому синтезу также показали, что при более низких температурах образуется дефектная двухслойная структура, которая при повышении температуры переходит в ромбоэдрическую, а эта в свою очередь через смеси ромбоэдрической и гексагональной переходит в гексагональную.

Вышеизложенное позволило нам выдвинуть наиболее вероятную схему порядка кристаллизации фаз по температуре:



х) В интервале температур $600 - 900^{\circ}$ ромбоэдрическая и гексагональная фазы сосуществуют.

Глава 14

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РЕНИЯ В МОЛИБДЕНИТЕ

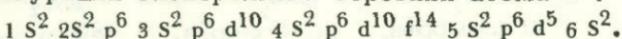
Как мы уже отметили, молибденит является тем минералом, в котором при гидротермальном процессе концентрируется рений. Однако вопрос формы его нахождения в молибдените до сих пор остается неразрешенным.

Имеющийся в нашем распоряжении каменный материал был недостаточно богатый для разрешения всех вопросов взаимоотношений между Mo и Re. Однако решение вопросов формы нахождения Re в молибдените, его влияния на параметры решетки и структурные превращения оказалось вполне выполнимым.

Рений, предсказанный Д. И. Менделеевым под названием экмарганец, был открыт лишь в 1925 г. И. и В. Нодак в копумбитах.

Он располагается в УПа подгруппе 6го периода менделеевской таблицы между W и Os. Соседями его являются также U, Ru, Mo и Fe, которые представляют большой интерес для геохимии Re.

Конфигурация электронного строения атома Re:



говорит о том, что в химических связях участвуют не только ~~s~~ электроны последнего уровня, но и d электроны предпоследнего недостроенного уровня. В силу этого в химических соединениях он проявляет валентность от 1 до 7. Однако, являясь тяжелым металлом, он дает более устойчивые соединения в высших валентностях.

Для кислородных соединений устойчивы 4-валентные и особенно 7-валентные состояния.

Наиболее устойчивыми соединениями рения являются халькогениды, где он проявляется в основном в четырехвалентном состоянии.

По физическим свойствам – это металл высокой твердости, тугоплавкий. Обладает парамагнитными свойствами независимо от температуры и высокой электроотрицательностью. Структура его гексагональная с параметрами $a = 2,760$, $c = 4,458 \text{ \AA}$ (Иванов В. В. и др. 1969). Атомный радиус $\text{Re} = 1,37$. Ионный радиус четырехвалентного Re , полученный Аренсом (1952) экспоненцией, составляет $0,72 \text{ \AA}$. Re является одним из наиболее редких элементов в земной коре и изучение его в минералах и породах различных процессов минералообразования привело исследователей к мнению, что его относительно высокие концентрации (тем более промышленные) приурочиваются к гидротермальным и экзогенным процессам рудоотложения.

Поведение его в магматическом процессе изучено слабо. Данных мало и они часто противоречивые.

Баситова (1961) на основании анализа изверженных горных пород и двух смесей из кислых и основных пород пришла к выводу, что основные породы содержат Re больше, чем кислые.

Изучение Морриса и Фифилда (1961) дало приблизительно одинаковые данные для различных пород. Более систематизированное исследование провели Некрасова и Пахомова (1963) для гранитоидов северной части Верхояно-Чукотской области. Авторы пришли к заключению, что концентрация рения увеличивается в более поздних разновидностях пород; это оправдывается большей летучестью атомов Re , в силу чего они мигрируют в остаточный расплав и еще дальше – в постмагматические растворы. Пегматиты содержат Re больше, нежели родоначальные изверженные породы. Значительные содержания Re были обнаружены в таких минералах пегматитов, как колумбит, гадолинит, tantalит (И. Нодак и В. Нодак, 1935, с. Seu, 1957). Однако наиболее обогащенным рением в пегматитах является молибденит, происхождение которого одни исследователи относят к наложенным процессам рудообразования (С. Т. Бадалов и др., 1962, В. Н. Горохова, 1961, 1964, Н. А. Хрушов и др., 1960, L. Paganelli, 1963), а другие – к первичным образованиям (Б. М. Меликсяян, 1968).

В течение всего постмагматического эндогенного процесса рений является спутником молибдена, накапливаясь в молибдените. Однако его концентрация различна в месторождениях разного генезиса.

Мнение исследователей едино в том, что его наиболее высокие (промышленные) концентрации приурочены к медно-мо-

либденовому и медному типу месторождений. Причем наиболее благоприятными являются сравнительно невысокая температура кристаллизации молибденита, небольшая глубина формирования месторождения и наличие в растворах меди (С. Т. Бадалов, 1959, 1965, С. Т. Бадалов и др., 1962, 1966, С. М. Баситова, 1961, В. Н. Горохова, 1961, З. М. Мамедов, 1965, И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян, А. С. Фарамазян, 1963, 1964, А. С. Фарамазян, 1961, 1974, З. А. Козловская, Н. М. Митряева, 1961).

Из минеральных ассоциаций, содержащих Re, наиболее благоприятным для концентрации рения является кварц – молибденит – халькопиритовая ассоциация. Данные по распределению средних содержаний рения по стадиям минерализации Каджаранского месторождения – весьма наглядное доказательство сказанного выше (табл. 22).

Как уже отметили, высокие содержания рения концентрируются также в месторождении осадочного генезиса в медистых сланцах (Мансфельд, A. Schuller, Otteman, 1963). Предсудетское (Сэркис, 1968), в медистых песчаниках – Джезказганское месторождение (Л. Ф. Наркелон, 1962), хотя не все исследователи согласны с осадочным генезисом последнего месторождения (Т. А. Сатпаева, 1963).

Джезказганское месторождение особенно интересно тем, что рений здесь представлен в виде собственного сульфида – джезказганита (Л. М. Вишневская и др., 1961, И. Д. Марчукова, Е. М. Поплавко, 1963, Е. М. Поплавко, 1964, Е. М. Поплавко и др., 1962, К. И. Сатпаев, 1965, Т. А. Сатпаева и др., 1962^{x)}.

Таблица 22

Средние содержания Re в молибденитах Каджаранского месторождения по стадиям минерализации по данным

А. С. Фарамазяна, 1961

Стадия минерализации	Среднее содержание рения, %
Кварц – молибденитовая	0,0321
Кварц – халькопирит – молибденитовая	0,0739
Кварц – халькопиритовая	0,0278

Разными исследователями состав джезказганита представляется по – разному. Поплавко Е. М. и др., (1962) представляют его как сульфид меди и рения с формулой $CuReS_4$. Дедешко М. П. и др. (1964), проведя химическое исследование ми-

^{x)} Это пока единственный обнаруженный в природе минерал рения.

нерала (обработка разными растворителями), пришли к заключению, что джезказганит является сульфидом молибдена и рения, причем они присутствуют примерно в равных количествах. Методом электронно-зондового микронализа Е. А. Косяк установил состав джезказганита и рассчитал его эмпирическую формулу — $Pb_4Re_3Mo_3S_{16}$. Рентгеновское излучение джезказганита показало частично разупорядоченную ромбоэдрическую структуру, аналогичную структуре молибденита.

Заметные содержания Re были обнаружены в урано-молибденовом месторождении Сан-Валей (А. Т. Meyers и др., 1960). Образцы, которые содержали Re, были богаты также и молибденом. Небольшие концентрации Re были обнаружены в собственном угольных месторождениях.

Из зоны окисления рений легко выносится, поскольку образует высшие окислы, которые весьма гигроскопичны.

Как указывалось выше, рений накапливается в основном в сульфидах, из которых основным концентратором его является молибденит.

Первые работы по изучению формы нахождения рения в молибденитах принадлежат Ноддакам (1935), которые получили синтетический дисульфид молибдена с содержанием Re от 0,5 до 10%. Но, поскольку структурное изучение полученных продуктов не было проведено, то их заключение об изоморфном замещении молибдена рением основывалось лишь на теоретических предпосылках — близости ионных радиусов Mo и Re, поляризационных свойств их атомов и т. д.

Аналогичное мнение на том же основании было высказано Ферсманом (1939) и Гольдшмидтом (1954).

Структурное обоснование формы нахождения рения в молибдените впервые было дано нами на материале из армянских медно-молибденовых месторождений (А. С. Фарамазян, Э. Х. Хуршудян, 1963).

Позже А. Н. Зеликман и др. (1969), изучая влияние рения на структуру молибденита на искусственном материале, пришли примерно к аналогичным выводам.

Ими были приготовлены твердые растворы Mo-Re с содержанием от 0,5 до 20%, которые потом сульфидировались. Полученные продукты состава $(Mo_xRe_{1-x})S_2$ оказывались полубеспорядочными гексагональными фазами (подобно $\gamma - MoS_2$).

Авторы отмечают, что с увеличением содержания Re от 1,2–12% степень разупорядоченности резко возрастает. Отжиг по-

лученных продуктов в вакууме показал, что если образцы, содержащие до 1,2% при температуре 900–1000° частично упорядочиваются, при более высоком содержании Re упорядочение не достигается ни при каких условиях. При сульфидировании сплава Mo + 5% Re под давлением паров S 50 атм. (в стальном патроне) образуется дисульфид $(Mo_xRe_{1-x})S_2$ ромбоэдрический.

По поводу параметров решетки конкретных данных нет. Отмечают лишь, что период решетки зависит от содержания Re.

Что касается структуры самого дисульфида Re, то по утверждению Лагреноди (1956), который получил его возгонкой в токе H_2S при температуре 1400°, она идентична структуре молибденита, имея параметры $a = 3,14$ и $c = 12,20 \text{ \AA}$. Вывод этот был подтвержден Траором (1965), получивший Re_2S_2 нагреванием смеси элементарных Re и S при температурах выше 500°. К сожалению, таблица межплоскостных расстояний не приводится ни у Лагреноди, ни у Траора.

Т. А. Сатпаевой и др. (1963) Re_2S_2 был получен тем же методом при температурах 600–650°. Эти авторы также подтверждают изоструктурность Re_2S_2 гексагональным молибденитом и приводят примерно такие же параметры ($a = 3,166$ и $c = 12,192 \text{ \AA}$). Однако просмотр таблицы рентгеновского анализа Re_2S_2 , полученной Т. А. Сатпаевой и др. (1963), ставит под сомнение правильность расшифровки структуры полученного продукта. На рентгенограмме отсутствуют такие линии гексагональной фазы, как $(10\bar{1}1)$ с нечетными значениями, в частности линии $(10\bar{1}3)$ и $(10\bar{1}5)$. Вместо них появились дублеты $(10\bar{1}4)$ и $(10\bar{1}5)$ вместо $(10\bar{1}3)$ и $(10\bar{1}7)$ и $(10\bar{1}8)$ вместо $(10\bar{1}5)$. Последняя в некоторых случаях очень размыта. Все это, нам кажется, говорит о том, что вместо гексагональной появляется ромбоэдрическая фаза, хотя авторы приписывают эти дублеты металлическому решению. Последнее нам также кажется сомнительным, поскольку приведенный ими химический анализ подтверждает теоретический состав Re_2S_2 без избытка рения.

Е. Я. Роде и Б. А. Лебедев (1961) получили Re_2S_2 разложением в вакууме гептасульфида рения (Re_2S_7) при температуре 200–800°. Они нашли, что промежуточные сульфиды между ними не образуются. К сожалению, структурное исследование ими не было проведено.

Нами было изучено семь химически охарактеризованных образцов молибденитов с разными содержаниями рения. В ка-

Таблица 23

Межплоскостные расстояния молибденита с разными содержаниями рения

Месторож- дения Содержание рения, %	Китай .		Агарак		Каджаран 0,16		Гехи		Аравус		Прошиберд		Варденис		Индексы линий гексагональная установка		(hkl) ромбоэдри- ческая установка
	№ pp	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d		
1	10	6,17	10	6,20	10	6,20	10	6,12	10	6,15	10	6,15	10	6,16	0002	0003	
2	3	3,073	4	3,068	3	3,071	5	3,070	3	3,064	5	3,068	3	3,070	0004	0006	
3	2	2,508													1012		
4															3	2,363	
5	5	2,273	5	2,273	3	2,279	4	2,268	4	2,273	4	2,270			1013		
6								1	2,194	1	2,197	3	2,196			1015	
7	8	2,048	9	2,049	8	2,049	9	2,045	9	2,042	9	2,044	9	2,041	1014; 0006	0009	
8									3	1,897	2	1,901	3	1,899		1017	
9	6	1,830	5	1,830	4	1,834	4	1,828	4	1,829	5	1,828			1015		
10									3	1,762	3	1,765	3	1,762		1018	
11	2	1,704	3	1,701	2	1,704	4	1,698	3	1,697	2	1,694	3	1,695			
12	2	1,581	3	1,581	1	1,583	2	1,580	2	1,581			4	1,582	1120	1120	
13	9	1,537	9	1,535	8	1,535	10	1,534	9	1,532	10	1,432	9	1,530	0008; 1122	00012; 1123	
14	2	1,479	2	1,477			2	1,479			2	1,479			1017		
15						1	1,425	4	1,425	3	1,427	3	1,427			10111	
16	6	1,339	5	1,339	3	1,339	6	1,340	4	1,339	5	1,340			2022; 1018		
17	3	1,252	5	1,251	3	1,252	3	1,252	5	1,251	5ш	1,253	4	1,251	2024; 1126	1129	
18	5	1,2300	5	1,2294	4ш	1,2270	7	1,2273	6	1,2249	6ш	1,2255	5	1,2243	000,10	000,15	
19	4	1,1967	1	1,1980	1	1,1821	2	1,1830	3	1,1833	3	1,1829	3	1,1822	2025	011,14	
20	6	1,1018	5	1,1012	7	1,1010	7	1,1008	8	1,1004	7	1,0998	7	1,0988	1128	112,12; 022,10	
21					3	1,0585	3	1,0580	4	1,0582	4	1,0582	3	1,0582		10,1,16; 202,11	
22	7	1,0340	7ш	1,0330	6	1,0340	8	1,0330	6	1,0342	7	1,0340	5	1,0340	101,11; 2130	2131; 1232	
23	2	1,0230	1	1,0210			3	1,0227							2028; 2132	000,18	
24	3	1,0036	2	1,0028	4	1,0053	3	1,0056	4	1,0048	5	1,0057	3	1,0032	2133	1235	
25	4	0,9706	4	0,9700	2	0,9698	5	0,9695	5	0,9686	5	0,9685	5	0,9679	112,10	112,15	
26	3	0,9536	2	0,9528											2135		
27					2	0,9118	2	0,9113	4	0,9116	3	0,9120	4ш	0,9116	3030; 202,10	3030	
28									4	0,9036					3032	3033; 213,10	
29	4	0,8758	3	0,8764	3	0,8758	5	0,8763	4	0,8749	4	0,8750	5	0,8740	00014	000,21	

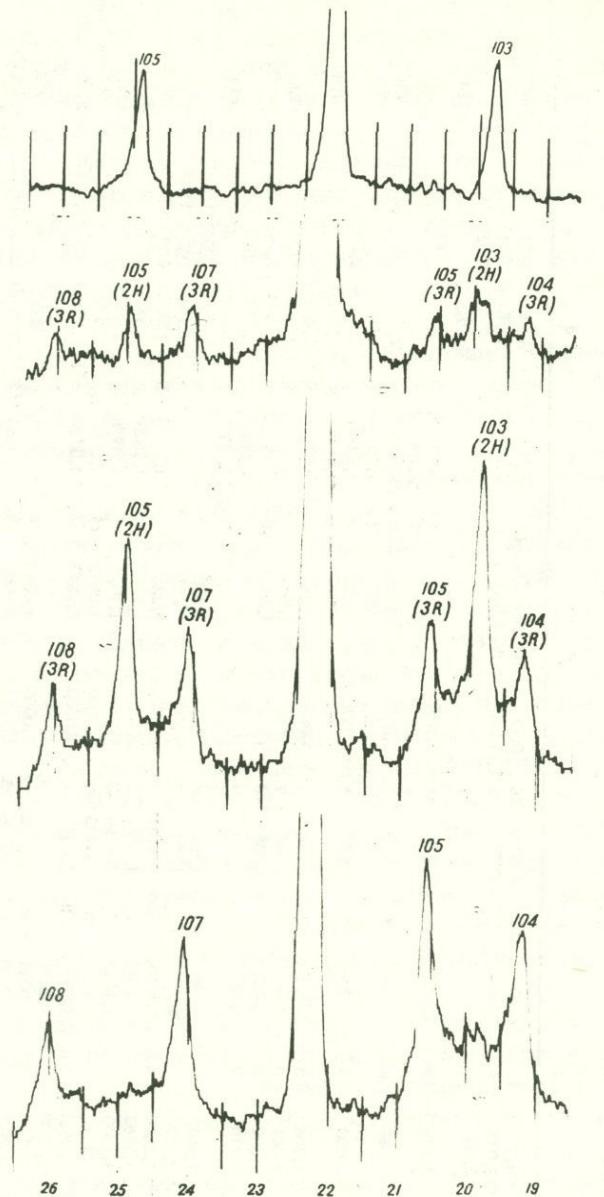


Рис. 30 Участки дифрактограмм молибденитов с разными содержаниями рения.

1 – месторождение Каджаран – 0,16%, 2 – месторождение Аравус – 0,38%, 3 – месторождение Прошиберд – 0,47%, 4 – месторождение Варденис – 1,88%.

честве образца без примесей был использован молибденит из Китая (табл. 23).

Из таблицы видно, что с содержанием рения более 0,2% появляются линии ромбоэдрической фазы, количество которой в пробе растет с увеличением этого содержания (рис. 30).

Расчет показал, что параметр "а" остается неизменным, в то время как параметр "с" уменьшается с увеличением содержания рения (табл. 24). Если у образца из Китая, где практически отсутствуют примеси (в частности, $\text{Re}^{\frac{4}{3}}$), параметр "с" составляет $12,303 \text{ \AA}$, то варденисский молибденит, где содержание рения 1,88%, представлен достаточно уменьшенным параметром "с" $12,241 \text{ \AA}$.

Отметим, что полученное Аренсом экстраполяцией значение ионного радиуса $\text{Re}^{\frac{4}{3}}$ равное 0,72, сомнительно, иначе трудно объяснить уменьшение параметра молибденита $_{\text{4f}}^{\text{Cs}}$ с увеличением содержания рения в нем при радиусе иона Mo^{4+} , равного 0,70, рассчитанного тем же автором экспериментально.

Как видно из табл. 24 и рис. 31, уменьшение параметра "с" пропорционально лишь на отрезке содержания Re от 0, до 0,5%. К сожалению, молибденитов с большими содержаниями рения у нас не оказалось, чтобы проследить дальнейшее поведение параметра и структуры на фактическом материале, од-

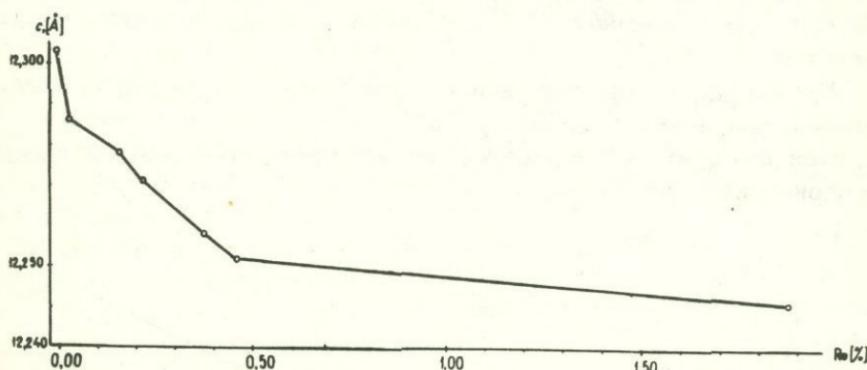


Рис. 31 Зависимость величины параметра "с" от содержания .

нако при сравнении параметров "с" молибденита с содержанием - 1,88% ($12,241 \text{ \AA}$) с ReS_2 ($12,20 \text{ \AA}$), трудно представить дальнейшее вхождение Re в решетку молибденита по крайней мере при низких температурах. Это подтверждается также приведенными в начале главы данными А. Н. Зеликмана и

Таблица 24

Параметры элементарной ячейки молибденита в зависимости от содержания в них рения^{x)}

Месторождение	Содержание Re %	Параметр а(А)	Параметр с(А)	Структурная характеристика
Китай	0,0002	3,159	12,303	Гексагональный
Агарак	0,03	-"-	12,286	-"-
Каджаран	0,16	-"-	12,278	-"-
Гехи	0,22	-"-	12,271	-"-
Аравус	0,38	-"-	12,258	Смесь 3R и 2H
Прошиберд	0,47	-"-	12,252	-"-
Варденис	1,88	-"-	12,241	Ромбоэдрический
Re ₂ (искусств.)	74,33	3,150	12,200	Гексагон. разупорядоч.

др. (1969), синтезировавших твердые растворы Mo - Re, где отмечают, что если образцы, содержащие Re до 1,2% при температуре 900 - 1000° частично упорядочиваются, то при более высоких содержаниях Re упорядочение не достигается ни при каких условиях.

Таким образом, рений входит в решетку молибденита как изоморфная примесь, по всей вероятности, замещая в ней молибден (Re^{4+} замещает Mo^{4+}). Однако изоморфизм здесь ограниченный.

Вхождение в решетку рения уменьшает параметр "с", оставляя неизменным параметр "а".

При высоких содержаниях Re не исключено образование ромбоэдрического политипа

x) По данным Траора (1965) и Т.А. Сатпаевой и др. (1962).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение закономерностей распределения политипов на месторождениях, рудопроявлениях и интрузивных породах Армянской ССР с использованием материала из месторождений Азербайджана и Узбекистана, а также продуктов гидротермального и сухого синтезов привело нас к заключению, что решающим фактором в образовании политипов молибденита является температура кристаллизации. Отбить четкие границы температур образования того или другого политипа трудно, поскольку область их совместного существования довольно большая; однако совершенно очевиден тот факт, что кристаллизация при высоких температурах приводит к образованию гексагональной модификации и, наоборот, — при более низких температурах кристаллизуется ромбоэдрическая разновидность.

В этом отношении интересны данные по месторождениям Зангезурского рудного района.

По количеству и систематизированности проб наиболее хорошо представленное Каджаранское месторождение^{х)} оказалось единственным, где молибденит представлен лишь гексагональным политипом.

Иная картина на других месторождениях района (Агарак, Дастанкерт, Айгедзор, Парагачай). Здесь трудно отдавать предпочтение какому-либо политипу, поскольку оба присутствуют почти в одинаковых количествах.

Следует отметить, что на месторождениях Агарак и Дастанкерт наблюдается тяготение политипа 3R к более поздним (сравнительно низкотемпературным) стадиям минерализации. На месторождениях Айгедзор и Парагачай он широко распространен во всех рудных стадиях.

х) Это месторождение — наиболее хорошо изученный объект в рудном районе.

Почти на всех месторождениях четко наблюдается и другая закономерность: в образцах с высокими содержаниями рения предпочтительным становится низкосимметричный политип.

Отметим также, что в указанных месторождениях содержания Re вообще повышенные.

Рассмотрение условий образования этих месторождений с целью выяснения причин подобного поведения политипов молибденита выявило следующее: на месторождениях Агарак, Дастакерт, Айгедзор и Парагачай достаточно широко распространены колломорфные текстуры руд, тогда как на Каджаране они отсутствуют.

Присутствие этих текстур на месторождении, как отмечают Ф. В. Чухров (1955), А. Г. Бетехин (1955, 1958), П. П. Татаринов (1963) и др., указывает на то, что кристаллизация сульфидов происходила из коллоидных растворов при сильном их пересыщении, которое осуществляется резким падением температуры или давления. Правда, даже полное отсутствие в рудах колломорфных текстур и их реликтов еще не говорит о том, что гидротермальные растворы при процессах минерообразования были истинными. Ф. В. Чухровым (1955), А. Г. Бетехиным (1955, 1958), О. Д. Левицким (1955) и др. на примерах многих месторождений было доказано, что вследствие процессов перекристаллизации и перераспределения рудного вещества часто все признаки коллоидного характера растворов исчезают, образуя полнокристаллические зернистые структуры. Процессы перекристаллизации значительно шире развиваются в месторождениях, образующихся на сравнительно больших глубинах где падение температур растворов происходит медленнее — этим, в частности, объясняется факт широкого развития колломорфных текстур в месторождениях, образованных сравнительно близповерхностных и низкотемпературных условиях.

Сравнение характера оруденения, минерального и вещественного состава руд Каджарана с месторождениями Агарак, Дастакерт и др. показывает, что они мало чем отличаются друг от друга. Наличие колломорфных текстур и их реликтов в последних позволяет говорить об их более близповерхностном и низкотемпературном происхождении. Надо полагать, что на Каджаранском месторождении высокие температуры держались значительно дольше, в силу чего выпадение молибденита в виде сульфида до конца шло в одной структурной модификации и, наоборот,

на месторождениях Агарак, Дастанкер и др. кристаллизация началась при сравнительно низких температурах и более близ-поверхностных условиях. Последнее подтверждается еще и таким фактом, как присутствие более высоких содержаний рения на месторождениях: Айгедзор, Парагачай и Агарак, а также наличием таких минералов, как марказит, мельниковит в виде сажистой некристаллизованной массы.

Следует отметить, что о сравнительной низкотемпературности Дастанкерского месторождения (по сравнению с Каджараном) есть указания и других исследователей.

Н. А. Хрущов и др. (1960) при изучении распределения рения, селена и теллура на месторождениях СССР отмечают исключительно низкие содержания Se на месторождении Дастанкер (54 г/т) (в Каджаране - 300 г/т), что они объяснили относительно низкими температурами, при которых смесимость серы и селена резко понижается.

К аналогичному мнению пришел и В. О. Пароникян (1964) на основании сравнения отношений Ag Au в медных концентратах дастанкерских руд (Ag; Au 33) с соответствующими концентратами Каджарана (Ag : Au 16).

Изучение условий образования Айгедзорского месторождения привело В. Н. Горохову (1961) к заключению, что кристаллизация сульфидов здесь происходила также из коллоидных растворов в близповерхностных условиях, о чем свидетельствуют широкое развитие колломорфных текстур и их реликтов в рудах и высокие концентрации рения на месторождении.

Весьма выразительно сопоставление данных Зангезурского рудного района с данными по Айоцзору.

Молибденовые месторождения (рудопроявления) Айоцзорского рудного района (Варденис, Элшин, Прошиберд и др.), по мнению исследователей - И. Г. Магакьяна (1959), И. Г. Магакьяна и др. (1963, 1964), Г. О. Пиджяна (1975), - которое едино, это слабоэродированные, близповерхностные, среднетемпературные образования, на глубоких горизонтах которых предполагается залегание более богатых промышленных руд.

Проведенное нами исследование (даже ограниченного числа проб) молибдена из рудопроявлений района показало, что предпочтительным здесь является ромбоэдрический политип, гексагонального очень мало. Тут же отметим, что этот район по сравнению с Зангезуром более обогащен рением (рис. 32).

Интересны также данные по месторождениям Дальнее и Кальмакыр в Алмалыкском рудном районе Узб. ССР. Особенно де-

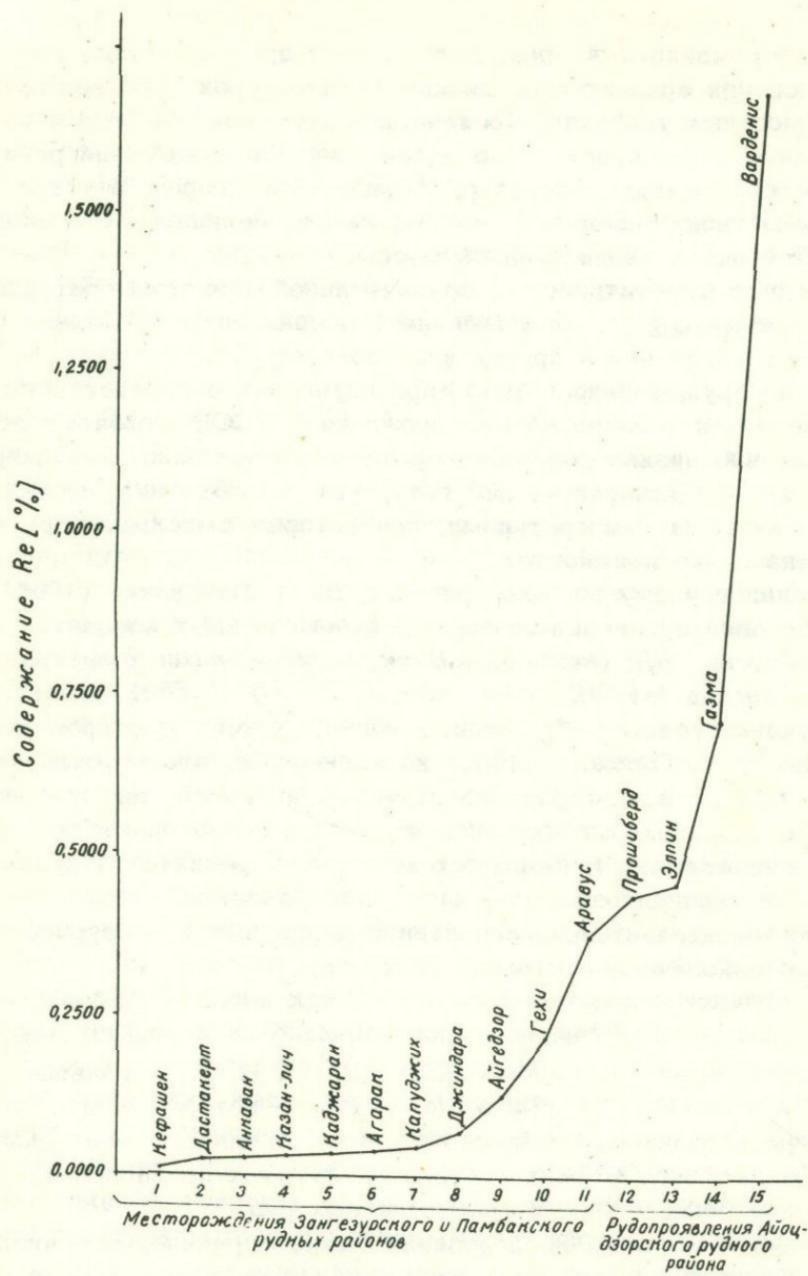


Рис. 32 Распределение RE в месторождениях Армянской ССР.
По А. С. Фарамазяну.

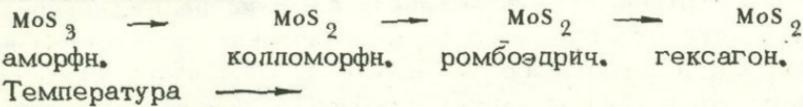
тально изучено первое месторождение.

Согласно данным С. Т. Бадалова (1965), это совершенно однотипные месторождения, с той лишь разницей, что Дальнее почти не эродировано, в то время, как Кальмакыр размыт достаточно глубоко. Кстати, последнее месторождение, по данным С. Т. Бадалова и Г. О. Пиджяна (1968), по характеру оруденения, минеральному и вещественному составу напоминает Каджаран, только основным жильным минералом на Каджаране является кварц, а на Кальмакыре – ангидрит с подчиненной ролью кварца. На Дальнем жильная минерализация представлена только ангидритом.

Изучение около 50 проб молибденитов по вертикали на Дальнем показало преимущественную приуроченность политипа 3R к приповерхностным частям месторождения. Это дает основание отсутствие 3R на Кальмакырском месторождении объяснить глубокой его эрозией.

Изучение большого числа проб акцессорного молибденита из Мегринского и Памбакского интрузивных массивов, где температура, естественно, выше, чем на месторождениях, является, нам кажется, очень ценным подтверждением заключения о неблагоприятности высоких температур для образования молибденита – 3R.

Однако последнее слово в этом вопросе принадлежало синтезу MoS_2 который рассеял все небольшие сомнения, поставленные перед нами природой, выдвигая последовательный ряд образования политипов



Приятно отметить, что все последующие работы по синтезу MoS_2 , в сущности, не изменили эту последовательность, хотя условия и параметры синтеза были разные. А. Н. Зеликман и др. (1961), проводив синтез MoS_2 в сухих средах пятью разными методами, пришли к заключению, что сперва образуется ромбоэдрический политип ($800 - 900^\circ$), который в парах S при температуре 1100° и довольно долгой выдержке переходит в гексагональный. Переход совершается через смеси 2H и 3R.

И. В. Мишин и К. М. Федотьев (1970) отмечают ту же последовательность образования политипов (авторы повторили опыты как Зеликмана, так и наши, с изменением в основном вы-

держки опытов), однако они предпочтение отдают выдержке опытов, что, по нашему мнению, не совсем правильно. Выбирая долгие выдержки с низкими температурами для опытов, авторы пытались более приблизиться к природным условиям, но в данном случае суть дела не изменилась: при той же последовательности фаз границы температур передвинулись в сторону низких.

Нам кажется правильной ведущим параметром считать температуру (естественно, температура и выдержка опытов в какой-то мере компенсируют друг друга), иначе в условиях природных выдержек трудно представить вообще существование ромбоэдрического политипа, в то время как он довольно широко распространенная структурная разновидность.

Нам кажется малообоснованным мнение Ф. В. Чухрова и др. (1968), которые основным фактором образования политипов молибденита считают скорость кристаллизации минерала; ромбоэдрический политип считается результатом более медленной кристаллизации, а гексагональный – наоборот.

Результаты исследований молибденита на наших месторождениях и особенно поведение акцессорного молибденита не подтверждают этот вывод.

Если сравнить данные по проявлению политипов молибденита на Каджаранском месторождении, где безусловно температура падала медленнее, с месторождениями Айоцзорского рудного района, где остывание происходило в более близповерхностных условиях и, разумеется, с большей скоростью, то получится картина, обратная выводу авторов: на Каджаране 3R практически отсутствует и весь молибденит представлен политипом 2H, а в Айоцзоре – наоборот. Наиболее веским отрицанием этого мнения является, конечно, поведение акцессорного молибденита. Из изученных 70 проб молибденита только в двух оказалось смесь 3R с 2H (образцы эти были взяты в зоне эндоконтактов массива).

В работе Ф. В. Чухрова также приводятся данные по изучению молибденитов из пород (пегматиты, скарны, амфиболиты и т.д. – около 60 проб). К сожалению, они взяты из разных районов Союза, не описаны, что снижает ценность исследования, однако здесь также практически отсутствует 3R. Изученные Ворма и др. (1966) 170 образцов акцессорного молибденита из разных районов Финляндии также оказались гексаго-

нальным, кроме одного образца, который представляет смесь 2Н с 3Р.

Если говорить о скорости падения температуры в закристаллизовавшейся, но не остывшей интрузивной и жильной породе, то, безусловно, она здесь протекает медленнее, чем на любом месторождении. А ведь в месторождениях того же Зангезурского рудного района, которые парагенетически связаны с Мегринским плутоном, политир 3Р пользуется довольно широким распространением (Агарай, Дастанкер и т.д.), в то время как среди проб акцессорного молибденита он отсутствует.

Приведенные факты нам кажутся достаточными, чтобы показать несостоятельность выдвинутой концепции. В то же время они говорят о том, что в интрузивной жильной массе кристаллизация происходит при более высоких температурах, чем на любом месторождении, к тому же медленное падение способствовало тому, что весь молибденит раскристаллизовался в одной – гексагональной модификации.

И, наконец, мнение И. Я. Соминой (1966) и Бойля (1968) о ведущей роли примесей в образовании политипов молибденита, которое наименее обоснованное из-за отсутствия фактического материала. И. Я. Сомина свое заключение строила на одном образце молибденита (из карбонатитов Восточной Сибири), в котором общая сумма таких примесей, как Re, Zr, V, Nb, составляет 2%. Во-первых, автор не доказывает структурность этих примесей, что в данном случае очень важно и потом на долю каждого элемента приходится содержание, по которому вряд ли можно судить о его влиянии на структуру ^{x)}.

х) Как известно, карбонатиты образуются в результате метасоматического замещения пневматолито-гидротермальными растворами массивов щелочно-ультраосновных пород типа нефелиновых пироксенитов. Согласно А. А. Кухаренко и др. (1965), карбонатиты формируются в диапазоне температур 450–400^o для ранних кальцитовых и до 150–100^o для поздних анкерито-сидеритовых. При этом большинство сульфидов, в том числе и молибденит, вместе с флюоритом и редкоземельными минералами образуются в третью анкерито-сидеритовую стадию минералообразования при температурах ниже 300, т. е. в условиях средних и низких температур.

Бойль в единственном образце с ромбоэдрической структурой из Иеллоунайф отметил несколько повышенное содержание железа, с чем он и связал ее образование. Отметим, что автор пришел к этому выводу потому, что результаты температур гомогенизации кварцев, ассоциирующих с обоими политипами, оказались равными. Однако он не приводит никаких доказательств того, какая это примесь и в каких содержаниях он входит в структуру (не приводятся полученные спектральными анализом количества Fe).

Нам представляется, что здесь имел место случай, который у нас обычный: молибденит ассоциирует с пиритом и халькопиритом и часто их отделение (полная чистка молибденита) невозможна, в результате чего в спектральных анализах почти всех молибденитов отмечаются повышенные содержания Fe и Cu, которые связаны с загрязненностью указанными минералами.

Говоря о примесях, конечно, нельзя не остановиться особо на рении.

Судьба этого элемента, как не раз отмечено в работе, в гидротермальном процессе связана с Mo и его наибольшие концентрации обнаруживаются в молибдените. Их свойства говорят за то, что изоморфизм между ними должен существовать, что и было доказано нами впервые на фактическом материале (А. С. Фарамазян, Э. Х. Хуршудян, 1963). Кроме того, мы наблюдали закономерное увеличение количества ромбоэдрической фазы с повышением содержания рения.

Следовательно, полностью отрицать роль примесей (в частности Re), как это делают Ф. В. Чухров и др. (1968), нам кажется неправильным, тем более, что количество рения у них не превышало сотые доли процента.

Однако выделить его как ведущий фактор вряд ли обоснованно, поскольку политип ЗР обнаруживается сплошь и рядом в беспримесных молибденитах и конечно пренебречь данными синтеза, который выдвинул четкую последовательность фаз, невозможно.

Влияние примеси Re (и вообще примесей) можно рассматривать как частный случай в структурных превращениях молибденита.

Проведенное исследование молибденитов из месторождений и интрузивных пород Армянской ССР, а также продуктов син-

теза позволили прийти к следующим выводам:

1. В медно-молибденовых и молибденовых месторождениях Памбак-Зангезурской структурно-метаплогенической зоны достаточно широко распространены оба политипа молибденита — 2Н и 3Р.

Распределены они неравномерно: Зангезурский рудный район характеризуется сравнительно широким развитием гексагональной разности (2Н), тогда как в Айоцзорском рудном районе преимущественным развитием пользуется ромбоэдрический политип (3Р), что обусловлено более глубокой эрозией и сравнительно более высокими температурами образования месторождений Зангезурского рудного района по сравнению с Айоцзором.

2. В пределах рудного района ромбоэдрический политип молибденита распространен в месторождениях, сформированных при сравнительно низкотемпературных и близповерхностных условиях (Агарак, Дастанерт и др.). В Каджаране он отсутствует.

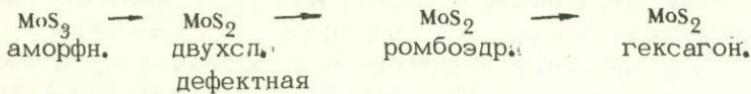
В самих месторождениях количество молибденита, представленного 3Р, в рудах растет в основном от ранних стадий минерализации к поздним.

Аналогичный характер распределения политипов молибдена установлен и на месторождениях Кальмакыр и Дальнее Алмалыкского рудного района Узбекской ССР.

3. В интрузивных породах многофазного Мегринского и Памбакского плутонов молибденит представлен только гексагональным политипом.

4. Установлено отсутствие влияния структурно-текстурных особенностей руд, размера чешуек и скорости кристаллизации на образование политипов.

5. Впервые проведен гидротермальный синтез дисульфида молибдена, в результате чего была доказана ведущая роль температуры в образовании различных политипов MoS_2 . Предложена наиболее вероятная схема соотношения фаз в зависимости от температуры (частично от выдержки) кристаллизации.



Был проведен также пиросинтез MoS_2 , который дал аналогичный приведенному порядок кристаллизации фаз.

Переход MoS_2 — ромбоэдрический в MoS_2 — гексагональный со-

вершается через смеси этих фаз.

6. Установлено, что давление (в пределах до 3000 атм.) pH растворов, а также концентрация Mo и S в растворе существенного влияния на структуру образовавшихся фаз не оказывает.

7. Доказан изоморфный характер нахождения рения в структуре молибденита, где он, по всей вероятности, замещает молибден (R^{4+} замещает Mo^{4+}). Судя по появлению дефектов в упаковке молибденита при содержании Re в 1,88%, изоморфизм здесь ограниченный.

8. Приуроченность повышенных содержаний рения к молибдениту с ромбоэдрической структурой позволяет предположить, что в образовании последней рений может быть частным фактором.

9. Таким образом, молибденит может быть выдвинут в число минералов с типоморфными свойствами, указывающими на некоторые генетические особенности формирования молибденовых руд — температуру, эрозионный срез (глубина образования).

ЛИТЕРАТУРА

Азаров А. Л., Бугер М. Метод порошка в рентгенографии. М., 1961.

Арутюнян Л. А., Хуршудян Э. Х. Синтез дисульфида молибдена из тиомолибдатных растворов при высокой температуре. Геохимия, №6, 1966.

Арутюнян Л. А. Об устойчивости воднорастворимых форм молибдена в серосодержащих растворах при повышенных температурах. Геохимия, №4, 1966.

Аспланян А. Т. Региональная геология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958

Бадалов С. Т. Сравнительное изучение халькопирита и молибденита из рудных месторождений Карамазара. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 13, Ташкент, 1959.

Бадалов С. Т., Баситова С. М., Годунова Л. И. Распределение рения в молибденитах Средней Азии. Геохимия, №9, 1962.

Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Изд. ФАН Узб. ССР, Ташкент, 1965.

Бадалов С. Т., Баситова С. М., Годунова Л. И., Шодиев Ф. Ш. К геохимии рения в эндогенных сульфидных месторождениях Средней Азии. Геохимия, №1, 1966.

Бадалов С. Т., Пиджян Г. О. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика медно-молибденовых месторождений Кальмакыр (Узб. ССР) и Каджаран (Арм. ССР). Изв. АН Арм. ССР, сер. "Науки о Земле", №6, 1968.

Бадалов С. Т., Хуршудян Э. Х., Туресебеков А. Распространение полигипсов молибденита в месторождениях Средней Азии. ДАН Узб. ССР, №4, 1970.

Бадалов С. Т., Туресебеков А. Сравнительная геохимическая характеристика медно-молибденовых месторождений

Алмалыкского рудного района (Узб. ССР). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 21, 1970

Бадалов С. Т., Хуршудян Э. Х., Туресебеков А. Попитипия молибденитов молибдено-медно-золотого месторождения Дальнее. ДАН Узб. ССР (в печати).

Баситова С. М. Распределение рения в молибденитах. В кн. "Рений". М., Изд. АН СССР, 1961.

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд. АН СССР, 1947.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., Изд. АН СССР, 1955.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадпун Т. А. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Бойль Р. В. Условия образования ромбоэдрического (3R) молибденита. ДАН СССР, т. 183, №2, 1968,

Вахрушев В. А. Колломорфные образования граната и MnO_2 в рудах месторождения (Горная Шория). Геология рудных месторождений, №1, 1959.

Вишневская Л. М., Зак С. Ш., Поплавко Е. М. Ореиеносных свинцово-медных рудах Джезказганского месторождения. Геология рудных месторождений, №6, 1961.

Голованов И. М., Алехина З. В. К минералогии и геохимии медно-молибденового месторождения Дальнее в Алмалыкском рудном районе (Узб. ССР). В кн. "Геология Узбекистана". Ташкент, Изд. ФАН, 1969.

Горохова В. Н. О распределении рения в молибденовых месторождениях Каджаран и Айгедзор. Сб. "Рений". М., Изд. АН СССР, 1961.

Горохова В. Н. Рений в молибденовых и медно-молибденовых месторождениях. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 10, 1964.

Горохова В. Н. Рений. В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов", т.1, М., Изд. АН СССР, 1964.

Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нах. АССР Сб. "Интрузивы Закавказья". Тр. Груз. ГУ, вып. 2, 1941.

Дедешко М. П., Сатпаева Т. А., Файн Э. Е. К исследованию химического состава рениевого минерала и руд Джез-

казгана. Вестн. АН Каз ССР №11, 1964.

Жиров К.К., Иванова Г. Ф. Распределение рения в молибденитах месторождений ряда генетических типов. Геохимия №6, 1959,

Звягин Б. Б. К теории полиморфизма слюд. Кристаллография, т. 6, вып. 5, 1961.

Звягин Б. Б. К теории полиморфизма минералов из двухэтапных (каолинитоподобных) слоев. Кристаллография, т. 7, вып. 1, 1962.

Звягин Б. Б. К теории полиморфизма хлоритов. Кристаллография, т. 8, вып. 1, 1963.

Звягин Б. Б., Соболева С. В. К политипии молибдита. Кристаллография, т. 12, вып. 1, 1967.

Зеликман А. Н., Крейн О. Е. Получение дисульфида молибдена, применяемого в качестве смазочного материала. Журн. прикл. химии, т. 33, №1, 1960.

Зеликман А. Н., Чистяков Ю. Д., Инденбаум Г. В., Крейн О. Е. Исследование кристаллической структуры молибдита, полученного различными методами. Кристаллография, т. 6, №3, 1961.

Зеликман А. Н., Инденбаум Г. В., Теслицкая М. В., Шаланкова В. П. О структурных превращениях синтетического Mos_2 . Кристаллография, т. 14, №5, 1969.

Иванов В. В., Поплавко Е. М., Горохова В. Н. Геохимия рения. М., "Наука", 1969.

Карамян К. А. Особенности минерализации Дастанкерского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР. сер. геол.-геогр. наук, т. 11, №3, 1958.

Карамян К. А., Фарамазян А. С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. 13, №3-4, 1960.

Карамян К. А. Структура и условия образования Дастанкерского медно-молибденового месторождения. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1961.

Карамян К. А., Степанян С. Н., Таян Р. Н., Джангирян Э. А. Особенности пострудной тектоники Агаракского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР. сер. "Науки о Земле", №1, 1971.

Козловская Э. А., Митряева Н. М. Рений в некоторых медно-порфировых месторождениях Ц. Казахстана. Изв. АН

Каз. ССР, сер. геол., вып. 1, 1961

Копченова Е. В., Скворцова К. В. О колломорфном молибдените и урано-молибденовых чернях в месторождениях урана. ДАН СССР, т. 123, №1, 1958.

Королев Д. Ф., Роль сульфидов железа в процессе накопления молибденита в осадочных породах восстановительной зоны. Геохимия, №4, 1958.

Круглова В. Г., Сидоренко Г. А., Полупанова Л. И. Ромбоэдрическая модификация дисульфида молибдена. Тр. минералогического музея, №16, 1965.

Кухаренко А. А., и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Геология, петрология, минералогия, геохимия). М., "Недра", 1965.

Левицкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд. АН СССР, М., 1955.

Магакьян И. Г.: Ароян-Иашвили В. Х. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. техн. наук, №10, 1946.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогенеза на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. 10, № 4, 1957.

Магакьян И. Г. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Зап. арм. отд. ВМО, №1, 1959.

Магакьян И. Г. Основные черты металлогенеза Армении. Сов. геология, №6, 1959.

Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Рений в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXУП, вып. 2, 1963.

Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Особенности поведения рения в молибденитах месторождений медно-молибденового пояса Армянской ССР. Сб. "Рений", т. 2, М., "Наука", 1964.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Мовсесян С. А., Карапетян К. А. Молибден. В кн. "Геология Армянской ССР", т. У1, "Металлические полезные ископаемые", Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1967.

Мамедов Э. М. Геохимия рения в минералах медно-молибденового месторождения Парагачай. ДАН Аз. ССР, Т. XXI, №9, 1965.

Марчукова И. Д., Поплавко Е. М., Рениевый минерал в медно-свинцовых вкрапленных рудах Джезказгана. Тр. инст. металл. им. Байкова. АН СССР, вып. 15, 1963.

Меликсетян Б. М., Гукасян Р. Х., Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского plutона. Изв. АН Арм. ССР, сер. "Науки о Земле", №3, 4, 5, 1965.

Меликсетян Б. М. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах Мегринского plutона. Тр. ИГЕМ АН СССР, "Акцессорные минералы изверженных пород", М., 1968.

Мишин И. В., Феодотьев К. М. Изучение особенностей кристаллизации молибдена при повышенных температурах и давлениях. В кн. "Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальных процессах", М., 1970.

Мкртчян С. С. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН Арм. ССР, сер. техн. наук, №4, 1944.

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван Изд. АН Арм. ССР, 1958.

Мкртчян С. С., Карапетян К. А., Аревшатян Т. А. Каджаранская медномолибденовая месторождение Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1970.

Мовсесян С. А. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд. Арм. ФАН СССР, 1941.

Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1953.

Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 57, 1962.

Некрасов И. Я., Пахомова К. С. О распределении рения в породах и молибденитах скарновых и гидротермальных месторождений Якутии. В сб. "Геохимические исследования золота и редких элементов", Изд. АН СССР, 1963.

Ноддак И., Ноддак В. Геохимия рения. Сб. "Основные идеи геохимии", М-Л., 1935

Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1975.

Покалов В. Т. О форме нахождения рения в молибденитах. Минсырье, вып. 7, 1963.

Покровская И. В. О колломорфном молибдените в рудах Реддер-Сокольского месторождения. Зап. ВМО, вып. 5, 1966.

Полякова Т. П. Рентгенографическое изучение рениевого минерала из руд Джезказгана. Вест. АН Каз. ССР, вып. 8, 1965.

Поплавко Е. М. Некоторые закономерности распределения рения и формы нахождения его в рудах Джезказганского месторождения. Сб. "Рений", М., Изд. АН СССР, 1964.

Поплавко Е. М., Марчукова И. Д., Зак С. Ш. Рениевый минерал в рудах Джезказгана, ДАН СССР, т. 146, №2, 1962.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. ИЛ., 1962.

Рехарский В. И. О возможности переотложения сульфидов в гипогенных условиях. Изв. АН СССР, сер. геол., №9, 1957.

Рехарский В. И. К вопросу о закономерностях распределения молибдена и урана в минерализованных зонах. Изв. АН СССР, сер. геол., №8, 1959.

Роде Е. Я., Лебедев Б. А. Физико-химическое изучение трисульфида молибдена и продуктов его термического разложения, ЖХХ, №5, 1961.

Сатпаев К. И. Рений в рудах Джезказгана. Геохимия, №8, 1965.

Сатпаева Т. А., Калинин С. К., Сатпаева М. К., Марзуваев В. Л. Особенности проявления рения в рудах Джезказганского месторождения. Вест. АН Каз. ССР, №12, 1962.

Сатпаева Т. А. Новое в составе руд Джезказганского месторождения. Вестн. АН, Каз. ССР, №7, 1963.

Сатпаева Т. А., Исакова Р. А., Полякова Т. П. Некоторые физико-химические свойства сульфидов, селенидов и металлического рения. Тр. ИГН АН Каз. ССР, вып. 7, 1963.

Семилетов С. А. О кристаллической структуре ромбоэдрического Mo_5S_8 . Кристаллография, №4, 1961.

Сидоренко Г. А. О дисульфидах молибдена. Рентгенография минер., сырья, №6, 1966.

Скворцова К. В., Сидоренко Г. А., Дара А. Д., Сильвантьева Н. И., Медоева М. М., Фемолит - новый сульфид молибдена. Зап. ВМО, вып. 4, 1964.

Сомина И. Я. Тригональный молибденит из карбонатитов Восточной Сибири. ДАН СССР, т. 187, №4, 1966

Сэркис. Некоторые особенности проявления меди и ряда редких элементов в рудах Предсузетского месторождения (П. Н. Р.). Сб. "Эндогенные редкометальные месторождения

и методы их исследования". М., "Наука", 1968.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Твалчрелидзе Г. А. Парагачайское месторождение. Сов. геология, №29, 1948.

Туресебеков А. Об эндогенной ангидритовой минерализации медно-мolibденового месторождения Дальнее. Зап. Узб. отд. ВМО, Ташкент, вып 21, 1969.

Фарамазян А. С. Закономерности распределения рения в рудах Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол-геогр. наук, т. 14, №1, 1961

Фарамазян А. С., Амирян Ш. О. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Ереван Изд. АН Арм. ССР, 1974.

Фарамазян А. С., Хуршудян Э. Х. К вопросу об изоморфизме между молибденом и рением в молибденитах. ДАН Арм. ССР, №4, 1963.

Фарамазян А. С., Акопян А. Г. Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях Айоцдзорского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, т. 16, №3, 1963.

Ферсман А. Е. Геохимия. Изд. АН СССР, т. 4, 1939.

Ферсман А. Е. Пегматиты Изд. АН СССР, т. 1, 1931.

Хрушов Н. А., Круглова В. Г., Пенсионерова В. М., Панкова В. Е., Розовская Г. В. Распределение рения, селена и теллура в молибденовых месторождениях СССР. Мин. сырье, вып. 1, 1960.

Хуршудян Э. Х. К вопросу об условиях образования ромбоэдрической модификации молибденита. ДАН СССР, т. 171, №1, 1966.

Хуршудян Э. Х., Арутюнян Л. А., Меликsetян Б. М. О генезисе политипов молибденита. Геохимия, №10, 1969.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд. АН СССР, 1955.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Кунрада. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 50, 1960.

Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Ермилова Л. П., Соболова С. В., Хитров В. Г. Политипы молибденита и их нахождение в рудах. Геология рудных месторождений, №2, 1968,

Ahrens L. The use of ionization potentials. I. Ionic radius of the elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 2, p. 155-169, 1952.

Bell R. E., Herfert R. E. Preparation and characterization of a new crystallin form of molybdenum disulfide. J. Amer. Chem. Soc., 13, 1957.

Bernard J. G., Tridot G. Contribution a l'etudes des Shiotungstates et
Shiomolybdates alcalins. Bull. Soc. chim. France, N 4, 1961.

Dicinson R. G., Pauling L. J. Am. Chem. Soc., N 45, 1923.

Engelhard P. Transformations du molybdate de cobalt sous l'influence
de l'hydrogène sulfure. Chim. Mod., 4, 26, 1959.

Frank F. C. The growth carborundum dislocation and polytypism. Phil. Mag., 42, 1014-1021, 1951.

Frank - Kamenetzky. Strukturtypomorphismus und moderne Mineralogie.
Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B. Miner. Lagerstattenf. 13, 3, 305-306, Berlin, 1968.

Frondel Judith W. and Wickman Frans E. Molybdenite polytypes in theory and occurrence: II. Some naturally-occurring polytypes of molybdenite. Am. Min., v. 55, N 11-12, 1970.

Goldchmidt. Geochemistry, Oxford, 1954.

Graeser. Über funde der neuen rhomboedrichen MoS_2 - Modifikation und von Tungstenit in den Alpen. Schweiz, mineral. u. petrogr. Mitt., 44, N 1, 1964.

Holser F. T., Kennedy C. G. Properties of water. P-V-T relations in the range 400-1000°C, 100-1400 bars. Amer. J. Sci., V. 257, N 1, 1959.

Horrell Clark A. Rombohedral molybdenite from the Minas da Panasqueira, Beira Baixa, Portugal. „Miner. magazine”, v. 35, N 269, 1965.

Jellinek K., Brauer G., Muller H. Molybdenum and Niobium sulphides. Nature, 185, 376, 1960.

Lagrenaudie J. Comparison des composés de la famille de MoS_2 (structure et propriétés optiques et électriques). J. phys. et radium, v. 15, N 4, 1954.

Lagrenaudie J. Formation de dépôts de sulfures de Mo, W et Re par action en phase vapeur. Bull. Soc. Franc. Miner. Crist. 29, 567, 1956.

Mandarino G. A., Gait R. J. Molybdenite polytypes in Royal Ontario Museum. Canad. mineralogist., v. 10, part. 4, 1970.

Morris D. F., Fifield F. W. Rhenium contents of Rocks. Geochim. et cosmochim. acta, 1961, 25, N 3.

Meyers A. T., Hamilton Y. C., Wilmarth V. R. A study of rhenium and molybdenum in uranium ore from the Runge mine, Fall River country, South Dakota by means of a spectrographic and concentration method. Geol. Surv., Profess. Papers, N 400-B, 1960.

Paganelli L. On rhenium content of molybdenite of Mount Mulat (Predazzo) and other Italian molybdenites. Geoch. and cosmoch. acta, 27, N 4, 1963.

Plieth K. R. K. Herstellung von Molybdandisulfide. 1065396, 12n10, 1960

Schuller A., Otteman. Ein neues mit Hilfe der Elektronen-Mikrosonde bestimmtes Material aus den Mansfelder „Rücken” - Neues Jahrb. Mineral., Bd., 100, N 3, 1963.

Seu S. Estimation of Mo and Re in Indium Columbite. Sci. and Culture, v. 23, N 6, 1957.

Stabbies J. R., Richardson F. Equilibria in the system molybdenus-sulphur-hydrogen. *Trans. Faraday Soc.*, v56, N 10, 1960.

Svanberg L., Struve H. Über einige Verbindungen und über das Atomgewicht des Molybdans. *J. Pract. Chem.*, e. 44, p. 257, 1948.

Takeuchi J., Nowacki W. Detailed crystal structure of rhombohedral MoS_2 and systematic deduction of possible polytypes of molybdenite. *Schweiz mineral und petrogr. Mitt.*, 44, N 1, 105-120, 1964.

Tiede E., Lemke H. Darstellung und Detektorwirkung der Sulfide von Wolfram, Molybdan und Rhenium. *Ber. deutsch. Chem., Gesel.* 71, 582, 1938.

Traill R. J. A rhombohedral polytype of molybdenite „Canad. Mineral“, 7, part 3, 1963.

Traore Kalesory. Donnees récentes sur les propriétés des sulfures de rhénium. *Bull. de la Soc. chimique de France*, Mai, 1965, fascicul, 5.

Trdot G., Bernard J. c. Identification et filiation des ions Shiotungstiques et Shiromolibdiques en solution aqueus—Acta chim., Acad. Sci. hung., v. 34, N 2, 1962.

Van Arkel A. E. Über die Kristallstruktur der Verbindungen Mangan-Fluorid, Bleijodid und Wolframsulfid. *Rec. Trav. Chim.*, 45, 437, 1926.

Verma A. R. Spiral growth on carborundum crystal faces *Nature*, 167, 939 1951.

Worma A., Kallio F., Merilainen K. Molybdenite — 3R from Inari, Finnish Lapland—Competes *Rendus Soc. Geol. de Finlande*, N 38, 1966.

Wickman Frans E. and Smith Deane K. Molybdenite polytypes in theory and occurrence: I. Theoretical considerations of polytypian in molybdenite. *Am. Min.*, v. 55, N 11-12, 1970.

О Г Л А В Л Е Н И Е

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОЛИТИПНЫХ МОДИФИКАЦИЙ СЕРИЦИТОВ Р. Г. Мхи- тарян	5
Введение	5
Глава 1. Некоторые вопросы структуры и политипии слюд	7
Глава II. Методы исследования структурных и морфоло- гических особенностей серицитов	16
1. Электронографический структурный анализ	16
2. Электронная микроскопия	24
Глава III. Исследование серицитов из главнейших колче- данных месторождений Армянской ССР	27
1. Алавердский рудный район	27
а) Ахтальское месторождение	28
б) Шамлугское месторождение	38
в) Алавердское месторождение	54
2. Базумский рудный район	60
а) Чибухлинское месторождение	63
б) Тандзутское месторождение	66
3. Кафанский рудный район	76
а) Кафанская месторождение	77
б) Шаумянское месторождение	83
Глава IV. Исследование политипной модификации 2M ₂ гидрослюд из колчеданных месторождений Армянской ССР	93
Заключение и основные выводы	106
Литература	111

ПОЛИТИПИЯ МОЛИБДЕНITA КАК ТИПОМОРФНОЕ СВОЙСТВО Э. Х. Хуршудян	121
Введение	121
Глава 1 К вопросу о проблеме типоморфизма в минералогии	124
Политипия в молибдените	125
Методика исследования	136
Глава П Исследование молибденита в месторождениях медно-молибденового пояса Армянской ССР и некоторых других месторождений союза	142
1. Зангезурский рудный район	143
Каджаранское медно-молибденовое месторождение	144
Агаракское медно-молибденовое месторождение .	154
Дастакертское медно-молибденовое месторождение	160
Айгедзорское молибденовое месторождение	170
Парагачайское молибденовое месторождение	177
2. Айоцдзорский рудный район	180
Варденисское рудопроявление	183
Эллинское рудопроявление	184
Прошибердское рудопроявление	184
Газминское рудопроявление	185
Каялинское рудопроявление	185
3. Мегринский интрузивный комплекс	187
4. Месторождения Узбекской ССР	189
Глава Ш Синтез и изучение дисульфида молибдена	195
Глава 1У Изучение формы нахождения рения в молибдените	216
Заключение	225
Литература	235

Мхитарян Рафаэль Гегамович
Хуршудян Эра Христофоровна

ПОЛИТИПИЯ МИНЕРАЛОВ
КАК ТИПОМОРФНОЕ СВОЙСТВО

Редактор издательства В. В. Амирханян
Художник Ф. Г. Африкян
Худ. редактор Г. Н. Горшакалян
Тех. редактор Р. Х. Геворкян
Корректор В. Т. Симонян

Набрано на наборно-пишущей машине
оператором К. М. Маркарян

Книга издана офсетным способом

ИБ № 141

ВФ 04875. Изд. 5430, заказ 514 тираж 800
Сдано в производство 5.06.1981 г.
подписано к печати 28.05.1981 г., печ. 16,25 л.,
изд. 13,0 л., бумага № 1 60x90 1/16. Цена 1р. 95 к.

Издательство АН Армянской ССР, 375019, Ереван,
ул. Барекамутян, 24г.
Типография Издательства АН Армянской ССР,
378310, г. Эчмиадзин