

Э. А. Сагателян

МИНЕРАЛОГИЯ
СВИНЦОВО-СУРЬМЯНЫХ РУД
АЗАТЕКСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

Ереван - 1961

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Է. Ա. ԱԱՂԱԹԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ
ԱԶԱՏԵԿԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ
ԿԱՊԱՐ-ԺԱՐԻՐԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ
ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՆ

Э. А. САГАТЕЛЯН

МИНЕРАЛОГИЯ
СВИНЦОВО-СУРЬМЯНЫХ РУД
АЗАТЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1961



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Армянской ССР*

В работе рассматривается комплекс вопросов, связанных с минералогией весьма оригинального по своему составу Азатекского месторождения свинцово-сурьмяных руд. Приводится детальное описание тонких сростаний сульфоантимонитов свинца и сурьмы друг с другом, определенных на основе рентгеноструктурного, спектрального и отчасти химического анализов.

Выделены три парагенетические ассоциации рудных минералов и доказано наличие единой парагенетической ассоциации сульфосолей, независимо от многообразия их сочетаний в различных жилах.

На основе ионных компонентов показана приложимость к сульфосолям минералогического правила фаз.

Приведены определенные данные о химизме растворов, о режиме серы и кислорода и о значении величины рН при образовании той или иной парагенетической ассоциации.

ВВЕДЕНИЕ

Азатекское месторождение свинцово-сурьмяных руд расположено в Айоцдзорском (Даралагязском) рудном районе Армянской ССР и отличается весьма своеобразным вещественным составом руд с преобладанием сульфоантимонитов свинца, образующих самостоятельные жилы (мощностью от 0,4 до 1,5 м) и прожилки.

Месторождение открыто в 1951 г. геологом А. А. Асатрянном и в последующем изучалось геологами С. И. Аванесяном, Э. А. Амирбекияном и Г. О. Григоряном. Ими дано детальное описание геологического строения участка месторождения, подробная характеристика гидротермально измененных пород, рудных тел и т. д. и относительно мало внимания уделено минералогическому составу руд. Предварительное изучение минералогического состава руд этого месторождения было впервые произведено И. Г. Магакьяном.

Существенным пробелом в изучении Азатекского месторождения является отсутствие данных по детальному изучению его минералогии.

В связи с этим имеется много неясностей не только в характеристике вещественного состава руд месторождения но продолжают оставаться нерешенными и многие вопросы стадий минерализации и генетических особенностей место-

рождения, без чего, понятно, не может быть дана обобщенная фактическим материалом перспективная оценка месторождения.

Имея в виду это обстоятельство, автору данной работы было поручено заняться детальным изучением минералогии Азатекского месторождения с тем, чтобы:

- 1) уточнить минералогический состав руд;
- 2) определить состав изоморфных примесей в отдельных минералах;
- 3) выяснить последовательность стадий минерализации, поскольку существуют различные точки зрения в отношении двух главных стадий минерализации (антимонитовой и сульфоантимонитовой).

Изучением минералогии Азатекского месторождения автор занимается с 1953 г. Полевой материал, собранный в период 1953—1955 гг., обработан в основном в минералогической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Наличие необычайно тонких сростаний сульфоантимонитов друг с другом и с прочими минералами, не позволяющих, наряду с микроскопическим исследованием, применять широко используемый в работах подобного типа химический анализ, а также невозможность точной диагностики сульфоантимонитов обычными методами микроскопии, заставило уделить много внимания рентгенометрическому изучению минералов.

Материал на рентгеновский и большую часть спектральных анализов отобран иглой под микроскопом после проверки чистоты материала при пятом увеличении, а в отдельных случаях с иммерсией. Во избежание ошибок в первой стадии работы материал отбирался с одного и того же шлифа, который каждый раз подвергался повторной доводке и полировке после того как полированная поверхность данного минерала была сковырена. Подобная методика работы обеспечила максимальную, в пределах возможностей, чистоту отбора материала.

Рентгенометрические исследования производились в рентгенометрической лаборатории ИГЕМ АН СССР по ме-

тоду Дебая-Шерера в камере диаметром 57,9 мм на железном излучении с марганцевым фильтром. Для проверки были также проведены повторные анализы на медном катоде. Точность замеров и расчетов, сделанных автором, проверена заведующей рентгеновской лабораторией Н. Н. Слудской. Полученные дебаграммы были сравнены с опубликованными в литературе, причем выяснилась их полная идентичность с последними. Следует отметить, что собранные автором дебаграммы разных исследователей несколько разнятся друг от друга определением степени интенсивности линий. Одними употреблена десятибальная система с целыми, другими — с целыми и десятичными числами, третьими просто отмечено „сильная“, „слабая“ и т. д., и поэтому при сравнении дебаграмм нами была принята во внимание лишь относительная величина интенсивностей, дающая в большинстве случаев однозначную величину.

Общая часть работы, содержащая краткие данные о геологической характеристике района расположения месторождения и самого месторождения, написана в основном по работам предыдущих исследователей (К. Н. Паффенгольц, В. Н. Котляр, И. Г. Магакян, С. И. Аванесян, Э. А. Амирбемян, Э. Г. Малхасян, Г. О. Григорян). В основу последующих глав положен материал личных исследований автора, подкрепленный данными опубликованных теоретических и экспериментальных работ. При составлении работы использованы также данные химических и спектральных анализов бороздowego опробования рудных тел, имеющиеся в Азатекской ГРП Армянского геологического управления. Результаты наших исследований, освещенные в работе, в основном следующие.

1. Тщательно изучено строение рудных тел и текстурно-структурные особенности руд. На основе фактического материала доказано наличие четырех последовательных стадий минерализации.

2. Детально изучен вещественный состав руд: а) изучены тесные срастания сульфoантимонитов и на основе оп-

тических, рентгеноструктурных, спектральных и отчасти химических данных установлены новые для месторождения минералы — плагионит (серебро-висмутовая разность), семсеит, геокронит. Из прочих минералов впервые установлены: марказит, арсенопирит, халькопирит, пираргирит; б) определены изоморфные примеси элементов в минералах различных стадий минерализации. Установлена комплексность свинцово-сурьмяных руд, выделены типы руд и выяснен характер их распределения.

3. Выделены три парагенетические ассоциации рудных минералов и доказано наличие единой парагенетической ассоциации сульфосолей, независимо от многообразия их сочетаний в различных жилах. На основе ионных компонентов показана приложимость к сульфосолям минералогического правила фаз, оспариваемая до сих пор рядом исследователей. Приведены определенные данные о химизме растворов, о режиме серы и кислорода и о значении величины рН при образовании той или иной парагенетической ассоциации.

4. Приведены соображения об условиях образования месторождения (факторы локализации оруденения, глубина и температура образования рудных жил). На основании имеющихся данных сделано заключение о том, что месторождение является переходным от полиметаллических к сурьмяно-ртутным и относится к средне-низкотемпературным месторождениям малых глубин. Произведено сравнение месторождения с его аналогами и в заключение рассмотрен вопрос перспектив месторождения.

В ходе камеральной обработки материала автор неоднократно получал ценные советы и консультации со стороны Т. Н. Шадлун, А. Д. Генкина и Н. Н. Слудской. При проведении полевых работ автору оказывали содействие геологи С. И. Аванесян и Э. А. Амирбекян. Всем указанным лицам автор выражает свою глубокую признательность. За общее руководство работой автор искренне благодарит академика АН АрмССР И. Г. Магакьяна и своего научного руководителя академика Д. И. Щербакова.

ОБЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Айоцдзорский (Даралагязский) рудный район известен в основном своими проявлениями полиметаллических руд, образующих месторождения сравнительно небольшого масштаба. Расположен он в бассейне р. Арпа в пределах Азизбековского административного района и продолжается в пределы Нахичеванской АССР до Гюмушлугского месторождения.

На юге район почти смыкается с Зангезурским (Баргушатским подрайоном), крайние северные участки которого (бассейн р. Мазра) несут полиметаллическое оруденение, близкое по характеру с Айоцдзорским. С другой стороны, в шлихах из бассейна р. Арпа установлены минералы молибдена, висмута, вольфрама, а в последние годы обнаружены проявления медно-молибденовых руд, что сближает Айоцдзорский район по характеру оруденения с Зангезурским.

На востоке и на севере продолжение Айоцдзорского рудного района маскируется широким развитием четвертичных лав, почти сплошным покровом перекрывающих более древние рудоносные и рудовмещающие породы на участке от Варденисского до Цахкуняцкого и Памбакского хребтов.

Геология и рудные месторождения Айоцдзора довольно обстоятельно изучены В. Н. Котляром, А. В. Кржечков-

ским, И. Г. Магакьяном, С. И. Аванесяном, Г. О. Григоряном.

В последние годы проведены детальные петрографические исследования интрузивов Э. Г. Малхасяном. Геологическая карта района составлена А. Г. Паффенгольцем, а позднее она детализирована А. Г. Ктикяном и П. М. Саркисяном.

По данным К. Н. Паффенгольца и П. И. Ктикяна, в бассейне р. Арпа развиты главным образом вулканогенные толщи эоцена и частично олигоцена, прорванные небольшими интрузивами гранитоидов и габбро.

Стратиграфический разрез района снизу вверх представлен в следующем виде.

1. Наиболее древними породами являются эоценовые отложения, имеющие особенно большое распространение в юго-западной и юго-восточной частях района. Толща эта выражена двумя фациями: мергелисто-песчаниковой и вулканогенной. Последняя представлена порфиритами, туфобрекчиями и другими туфогенными породами. Осадочная фация составляет нижние горизонты толщи, а вулканогенная фация — верхние, причем оба эти горизонта связаны между собой промежуточными фациями, чем и обусловлено большое разнообразие пород этого возраста. Они частично переслаиваются и весьма изменчивы как по падению, так и по простиранию.

2. Олигоценовые отложения представлены исключительно вулканогенной толщей, состоящей из разнообразных эффузивов от основных андезито-базальтов до кислых дацитов и липаритов. Толща эта имеет большое распространение в районе г. Капутасар. В верховьях р. Арпа олигоцен выступает небольшими участками из-под четвертичных андезито-базальтовых лав.

Разрез олигоцена снизу вверх следующий:

- а) плагиоклазовые и пироксеновые андезиты, их туфы туфобрекчии;
- б) андезиты, дациты, липариты и их туфы;
- в) авгито-гиперстеновые андезиты, их туфы и туффи-

ты (возраст этих толщ установлен на основании данных изучения фауны соседних районов). Мощность толщ более 1 км.

3. Андезиты и андезито-базальтовые лавы четвертичного возраста; особенно распространены они в северной и юго-западной частях района. Большая часть этих покровов имеет хорошо сохранившиеся центры излияний в виде вулканических конусов, местами можно различить даже реликты кратеров.

В возрастном отношении все эти лавы можно отнести к лавам типов В, Д, Е, выделенным К. Н. Паффенгольцем для Армянского нагорья. Мощность четвертичных лав определяется от 10 до 50 и более метров.

4. Современные и четвертичные субаэральные отложения в районе имеют очень ограниченное развитие и представлены:

а) аллювиально-пролювиальными образованиями в долинах рек и

б) делювиальными и щебенисто-глинистыми образованиями, развитыми по склонам долин и в предгорьях.

Описанные выше породы олигоцена и эоцена смяты в пологие складки общекавказского простиранья, осложненные вторичной складчатостью и прорванные небольшими штоками интрузивных пород миоценового возраста. Площадь выходов интрузий колеблется от 0,1—0,2 до 5—10 км². По своему петрографическому составу интрузии весьма разнообразны и пространственно объединяются в следующие четыре группы — Газминскую, Гюмушханскую, Каялинскую и Кушинскую.

Газминская группа интрузий представлена небольшими штокообразными и дайкообразными телами, площадь которых колеблется от 0,5 до 3 км². Эти интрузивные тела представлены: сненито-диоритами, граносиенитами, авгитовыми диоритами, кварцевыми диоритами и диоритовыми порфиритами, рвущими толщу эоцена.

Гюмушханская группа интрузий представлена 12 небольшими штокообразными телами, среди которых разли-

чаются породы от монцонитового и сиенито-диоритового до габбрового и анортозитового состава. Эти интрузии также прорывают толщу олигоцена.

Каялинская интрузия прорывает толщу эоцена и представлена штоком, обнажающимся на площади около 10 км². Породы этой интрузии по своему составу относятся к гранодиориту, с переходом в сиенито-диорит.

Кушинская или Джермукская интрузия рвет толщу олигоцена; представлена она несколькими штокообразными телами (площадью 0,5—2 км²) сиенито-диоритов, монцонитов и габбро-диоритов. В контактовых ореолах интрузий широким развитием пользуются роговики, среди которых встречаются андалузитовые и турмалиновые разности.

Гидротермальные изменения выражаются в окварцевании, каолинизации и местами широко проявленной алунизации вулканогенных пород.

Интрузивы Айюцдзора через небольшие выходы интрузивных пород в верховьях р. Воротан хорошо увязываются с Баргушатским комплексом, представляя его СВ продолжение в гипабиссальной фации. В тесной пространственной связи с интрузиями в породах экзоконтакта и нередко в самих интрузивных породах залегают рудные тела, представленные полиметаллическими (Гюмушхана, Газма, Эрдапин, Гегарчин и др.) и реже свинцово-сурьмяными (Азатек) и меднорудными (Каялу) жилами.

Особый интерес имеют обнаруженные в последние годы проявления медно-молибденовых руд (Прошиберд), подтверждающие единство медно-молибденовых руд Зангезура и полиметаллических руд Айюцдзора.

Вулканогенные толщи эоцена и олигоцена в общем по своему литологическому характеру неблагоприятны для проявления минерализации метасоматического типа, чем и объясняется отсутствие контактовых месторождений. Концентрация оруденения наблюдается лишь в раздробленных участках, вдоль трещин и брекчированных зон. Оруденение носит характер выполнения зияющих трещин с весьма слабым

развитием признаков проявления метасоматических процессов.

По своему типу руды являются полиметаллическими, с преобладанием цинка и свинца, местами сурьмы и подчиненной ролью меди, молибдена и мышьяка.

В данном районе насчитывается около восьми месторождений и более десяти рудопроявлений. Ниже приводятся описания наиболее изученных месторождений.

Гюмушханское полиметаллическое месторождение известно издавна; оно эксплуатировалось еще греками как месторождение серебра. Это месторождение располагается к СВ от с. Терп, в 1 км к востоку от развалин сел. Гюмушхана, по двум ручьям Амбарьял и Зивлих.

В строении участка месторождения принимают участие туфогенные породы и андезиты олигоцена, а также сиенито-диоритовые интрузивы миоцена. На месторождении выявлено свыше 20 рудных жил с полиметаллическим орудением. Падение их в основном на юго-запад и северо-восток, редко северо-запад, угол падения 70—80°. Средняя мощность жил на поверхности 0,52, а в подземных выработках 0,3 м.

Под микроскопом руды с участка Амбарьял представлены обычно тесным сростанием галенита, сфалерита, пирита, тетраэдрита и халькопирита, причем чаще преобладают первые два. Из нерудных минералов обычны кальцит, кварц, сидерит и барит. Руды участка Зивлих несколько отличаются от вышеописанных. В их составе большую роль играют на нижних горизонтах темно-бордовый сфалерит, галенит, пирит и халькопирит (блеклой руды очень мало), а в верхних горизонтах — мелкозернистый галенит, блеклая руда и светлый сфалерит. Содержание металлов по Гюмушханскому месторождению колеблется для свинца от 0,1 до 3,29%, для цинка от 1 до 5%, для меди от 0 до 1,5%. Кроме того, руда содержит небольшие количества марганца, сурьмы, мышьяка, серебра и золота.

По характеру оруденения месторождение среднетемпе-

ратурное, а в верхних горизонтах переходное к низкотемпературному. Локально месторождение тесно связано с гипабиссальными штоками гранитоидов, совместно с которыми оно сформировано на глубине порядка 1,5—2 км в условиях, переходных от гипабиссальных к субвулканическим. На сравнительно небольшую глубину образования, кроме прямых вычислений мощности покрывки, указывает также своеобразная вертикальная зональность и наличие, хотя и не часто, колломорфных структур.

Газминское полиметаллическое месторождение расположено в 30 км от райцентра Ехегнадзор, в верховьях р. Гергер, на северном склоне горы Тексар.

Месторождение открыто в 1906 г. Первые геолого-разведочные работы начаты в 1925 г. А. В. Кржечковским.

В геологическом строении Газминского месторождения принимает участие комплекс осадочных пород среднего эоцена, прорванный штоками и дайками сиенито-диоритов, граносиенитов и авгитовых диоритов.

Рудные жилы числом до 35 залегают среди туффитов и туфопесчаников, переходя иногда и в интрузивные породы, где они обычно маломощны. Мощность рудных жил колеблется от 40—50 см до 3 м в коротких раздувах. По простиранию они прослеживаются в северо-восточном и меридиональном направлениях, от десятков до 100 м при крутом падении на восток, и иногда переходят в зоны прожилково-вкрапленного оруденения.

Рудные жилы выполнены кварцем, кальцитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом и блеклой рудой. Изредка встречаются хорошо образованные кристаллики сфалерита и галенита размерами до 2—3 мм в ребре. Околожилные изменения выражены в окварцевании, серицитизации и хлоритизации вмещающих пород.

По данным бороздowego опробования, среднее содержание полезных компонентов колеблется в пределах: для цинка 5,7—11,26, свинца 4,3—11,1, меди 0,4—0,78%, серебра десятки, реже сотни грамм на тонну, золота 1—3,4 г/т.

Генетически месторождение относится к среднетемпературному типу.

Каялинские медные месторождения впервые описаны В. Н. Котляром. Расположены они в одноименной местности.

Первый участок расположен в 2 км к северу от Каялу по левому борту Сухого лога. Оруденение представлено кварц-сульфидными прожилками мощностью 2—7 см и примазками медной зелени и сини, иногда вкрапленностью халькопирита среди интрузивных пород. Простираение прожилков северо-восточное 60—70°, падение на северо-запад под углом 70—80°.

Рудные прожилки числом 6 взаимно параллельны, но расположены на расстоянии более 2—5 м друг от друга, что исключает возможность совместной их выемки. По одному из наиболее мощных прожилков (мощн. 5—7 см) пройдены две штольни, хорошо сохранившиеся и доступные на всем протяжении (по 10—12 м по простиранию жилы).

Состав прожилков в нижней штольне следующий: пирит, халькопирит, признаки медной зелени, а в верхней (в 15 м гипсометрически выше) — пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, примазки медной зелени и сини. В отдельных прожилках установлен молибденит, тесно ассоциирующийся с халькопиритом.

Второе месторождение находится в ущелье Сухого восточного лога, пересекающего Каялинскую интрузию, по пути от кочевков с. Каялу к с. Ариндж, в 2 км к северо-востоку от описанного выше месторождения.

Здесь среди гранодиоритов обнажаются две параллельные кварц-халькопиритовые жилы мощностью 5—6 см в сумме, отделенные друг от друга 10-сантиметровым слоем вмещающей породы. Падение жилок на северо-запад 350° под углом 70°.

II

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО ПОЛЯ АЗАТЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные толщи среднеэоценового возраста, прорванные на северо-востоке интрузивными породами миоценового возраста.

В вулканогенно-осадочной толще выделяются:

1) Толща туфопесчаников с прослоями и внутриформационными потоками порфириров, которая является одной из наиболее мощных в пределах рудного поля; азимут ее падения юго-запад $195-215^\circ$ и северо-запад $310-315^\circ$, угол падения $10-15^\circ$.

2) Толща туфитов с прослоями и внутриформационными потоками порфириров. Азимут падения толщи северо-восток $65-70^\circ$, угол падения $20-25^\circ$ и юго-запад 265° ; угол падения $15-20^\circ$.

3) Толща роговообманково-пироксеновых порфириров. Азимут падения толщи юго-запад $195-219^\circ$, угол падения $10-12^\circ$ и северо-запад $280-290^\circ$, угол падения $10-15^\circ$. Толща эта широко развита в южной и в западной частях описываемого месторождения.

4) Толща туфобрекчий и туфоконгломератов, пользующаяся широким развитием на правобережном участке ме-

сторождения. Азимут падения толщи северо-запад $320-340^{\circ}$, угол падения $10-15^{\circ}$.

Замеры элементов залегания вышеописанных пород дают основание предполагать о наличии одной антиклинальной складки, ядро которой прорвано Коярчинским интрузивным массивом.

Ниже приводится краткое описание пород, слагающих перечисленные выше толщи.

Туфопесчаники макроскопически представляют собой равномернозернистые, окварцованные, плотные, иногда трещиноватые, местами сильно заохренные образования светло-серого и серо-зеленого цвета. Под микроскопом эти породы сложены угловатыми, плохо окатанными зернами кварца и сравнительно хорошо окатанными, сильно измененными хлоритизированными и серицитизированными зернами полевых шпатов, составляющих около 70% шлифа.

Цементом служит кварцево-глинистый материал, содержащий кальцит и гидроокислы железа.

Туффиты макроскопически представлены мелкозернистой, плотной, окварцованной и эпидотизированной породой серого цвета. Наиболее свежие туффиты обнажаются несколько южнее первой штольни, в левом борту ущ. Малый Гядук. Туффиты характеризуются мелкозернистой кальцитово-или пелитовой массой, в которой рассеяны зерна полевого шпата, хлорита, гематита.

Микроскопические исследования образцов, взятых в северо-восточных частях месторождения, позволили выявить следующие минералы: кальцит, полевой шпат, кварц, пирит, хлорит и глинистое вещество, причем кварц, кальцит и глинистое вещество находятся примерно в равных соотношениях. Структура породы мелкообломочная.

Роговообманково-пироксеновые порфиры представлены относительно свежими породами зеленоватого цвета с микролитовой основной массой, на фоне которой выделяются крупные кристаллы роговой обманки, пироксена и хлорита. Под микроскопом основная масса со-

стоит из микролитов полевого шпата, мельчайших чешуек хлорита и эпидота, рудного минерала и зерен кварца. В последнюю погружены вкрапленники обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза. Величина зерен роговой обманки варьирует в пределах от 0,1 до 0,4 мм, иногда до 1,5 мм. Форма зерен призматическая. Плеохроизм от зеленовато-бурого по Ng до грязно-бурого по Nm и светло-зеленого, почти бесцветного по Nr. Угол угасания с Ng 19—20°.

Плагиоклаз представлен андезином и отвечает по составу номерам 38—42. Образует таблитчатые, в одних случаях простые, а в других — полисинтетические сдвойникованные зерна, размер которых варьирует от 0,3 до 2,2 мм. Преобладают двойники [по альбитовому и карлсбадскому законам. Зерна плагиоклаза трещиноватые, поверхность их в некоторой степени загрязнена чешуйками серицита и реже карбонатным веществом.

Пироксен представлен измененными карбонатизированными и хлоритизированными зернами призматической формы, размерами от 0,6 до 2 мм. Судя по измеренным оптическим константам ($cNg = 43^\circ$, $Ng - Nr = 0,023$, $2V + 56^\circ$), пироксен представлен авгитом. Кварц развит в виде мелких зерен неправильной формы. Рудный минерал представлен магнетитом, пиритом.

Туфобрекчии пользуются широким распространением в районе штольни № 19 и по обоим бортам ущелья Камышлуг. Мощность толщи колеблется от 5 до 20 м. Местами туфобрекчии переслаиваются с маломощными горизонтами туффитов и туфопесчаников. В составе туфобрекчий в большом количестве различаются угловатые обломки туфопесчаников и порфириров. Величина этих обломков колеблется в поперечнике от 5 до 20—30 см. Цемент породы представлен мелкозернистым сильно разложившимся вулканогенным материалом светло-серого цвета. Под микроскопом структура породы брекчиевидная. Порода состоит из обломков эффузивных пород с аллотриоморфно-зернистой или фельзитовой структурами. Наряду с обломками пород в

основной массе, правда в подчиненном количестве, присутствуют угловатые зерна кварца, полевого шпата и кальцита.

Порода заметно хлоритизирована, чем и вызвана ее зеленовато-серая окраска. Рудный минерал представлен пиритом и лимонитом, причем последний в основном заполняет промежутки между обломками пород.

Туфоконгломераты обнажаются главным образом на правобережном участке месторождения, к северо-западу от минерального источника. Необходимо отметить, что в описываемых туфоконгломератах встречаются отдельные маломощные прослои и линзы крупнозернистых туфопесчаников, в которых нами была найдена обильная нуммулитовая фауна среднего эоцена.

Туфоконгломераты включают в большом количестве валуны и гальку размерами от 1 до 25—30 см. Цементом служит сильно разложившийся вулканогенный материал.

Андезиты обнажаются на крайнем северном участке месторождения. Расположены они гипсометрически и стратиграфически выше всех предыдущих толщ и имеют почти горизонтальное залегание. Характерна их столбчатая отдельность. Породы эти, вероятно, верхнеэоценового или олигоценового возраста, в то время как первые пять толщ датируются средним эоценом. Под микроскопом структура породы порфировая, с криптокристаллической структурой основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, бурой роговой обманкой. Роговая обманка наблюдается в форме идиоморфных зерен с сильно выраженным плеохроизмом по схеме $Ng > Nm > Np$. При вращении столика окраска минерала меняется от буровато-красной (по Ng) через коричневую (по Nm) к грязно-желтой (по Np). Угол угасания cNg равен 23° . $2V$ составляет 70° . Основная масса состоит из стекла с показателем преломления меньшим, чем у канадского бальзама.

На участке месторождения, особенно в его северо-восточной части, широким развитием пользуются также интрузивные породы.

Геолого-съёмочные работы, проведенные автором совместно с А. А. Асатрянном еще в 1953 г., показали, что эти выходы интрузивных тел в Гегарчинском ущелье соединяются с Каялинской интрузией, описанной в работах В. Н. Котляра, К. Н. Паффенгольца и других исследователей, и составляют вместе с ней одно единое тело, сильно суженное в северо-восточной части. Площадь интрузии 10—12 км². Вся интрузия в целом прорывает вулканогенную толщу среднего эоцена. Вмещающие интрузию породы в непосредственном контакте с ней залегают весьма полого, под углом 8—10°, а местами почти горизонтально.

В непосредственных контактах с интрузией отмечены интенсивно выраженные контактовые образования в виде роговообманковых, биотито-андалузито-полевошпатовых и других роговиков и вторичных кварцитов. Ороговикование и окварцевание проявлены в разной степени вокруг всего интрузива, почему контакты с вмещающими породами часто не являются резкими.

Однако эндоконтактовая зона не является широкой и измеряется в некоторых случаях только десятками сантиметров. Такие участки наблюдаются в северной, северо-западной и восточной частях интрузива.

Переходя к описанию интрузивных пород, следует отметить, что для всей интрузии в целом характерен постепенный переход с запада на восток от меланократовых разновидностей к лейкократовым. Породы восточной части интрузива вплоть до Гегарчинского ущелья описаны В. Н. Котляром. Весь интрузив в целом детально описан Э. Г. Малхасяном, отметившим широкое развитие здесь сиенитов, монцонитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и других разновидностей пород гранодиоритовой магмы. В районе месторождения наиболее распространены монцониты, сиенито-монцониты и сиениты. Сиенито-монцониты широко распространены в левом борту ущелья Афгара и представлены средне- и мелкозернистыми разновидностями зеленовато-серого цвета. Под микроскопом порода состоит из ортоклаза, пла-

гиоклаза, роговой обманки, кварца, титанита, хлорита, апатита, серицита, циркона.

Ортоклаз представлен зернами неправильной формы с низким двупреломлением (0,005). Содержание ортоклаза составляет не менее 40% шлифа.

Плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезином № 28—32 в виде удлинённых таблитчатых кристаллов и составляет около 30% шлифа. Роговая обманка образует неправильные крупные зерна с косым погасанием $cNg = 19^\circ$. Двупреломление зерен роговой обманки равно 0,021. Цвет зерен зелёный; они сильно плеохроируют. Кварц встречается в виде неправильных зерен, расположенных между кристаллами полевого шпата, содержание не превышает 1—2% шлифа. Титанит образует довольно крупные кристаллы неправильной формы, отличающиеся от остальных минералов высоким рельефом и высоким двупреломлением (0,13).

Хлорит отмечен лишь в некоторых шлифах.

Апатит имеет высокий рельеф; встречается в виде округлых белых зерен.

Серицит встречен в ряде шлифов, развит по плаггиоклазу.

Циркон наблюдается в нескольких шлифах в количестве 1—2 мелких зернышек на шлиф.

В некоторых шлифах с роговой обманкой ассоциирует и биотит. Структура пород гипидиморфнозернистая.

Сиенит представлен серой, плотной среднезернистой породой. Под микроскопом порода состоит из ортоклаза, плаггиоклаза, биотита, хлорита, серицита, кальцита, апатита.

Ортоклаз наблюдается в форме неправильных зерен с низким рельефом в количестве около 65% шлифа. Двупреломление зерен 0,008.

Плаггиоклаз принадлежит ряду андезин-олигоклаз, встречается в форме хорошо выраженных таблитчатых кристаллов с полисинтетическими двойниками. Составляет около 10% шлифа.

Биотит составляет около 5% шлифа, сильно разрушен и замещен хлоритом.

Хлорит развит по биотиту, имеет светло-зеленоватый цвет, часто образует радиально-лучистые образования, $Ng - Np = 0,007$.

Титанит представлен большими кристаллами неправильной формы с характерным резким рельефом.

Серицит и кальцит наблюдаются в небольшом количестве и являются продуктами разложения полевых шпатов.

Магнетит встречается в количестве 2—3 зерен неправильной формы.

Значительным развитием пользуются также даечные породы, прорывающие как вулканогенно-осадочную толщу эоцена, так и интрузивные породы. Среди них можно выделить дайки кварцевых диоритов и диабазовые.

Дайки кварцевых диоритов имеют широкое распространение на правобережном участке месторождения. Мощность их непостоянная — от 5—10 см до 20 м и более. Азимут падения описываемых даек на ЮЗ 230—250°, угол падения 70—85°.

Макроскопически породы характеризуются плотной, отчасти массивной текстурой с порфировыми включениями полевых шпатов и кварца. Цвет породы от серого до темно-серого. Под микроскопом структура породы гипидиоморфнозернистая с микрокристаллической структурой основной массы. В минералогическом составе породы принимают участие зерна плагиоклаза обыкновенной роговой обманки, калиевого полевого шпата, барита, амфибола, кварца и рудного минерала.

Плагиоклаз-андезин № 34—55 представлен призматическими зернами размером от 0,2 до 2,3 мм с полисинтетическим двойникованием по альбитовому и карлсбадскому законам.

Зерна плагиоклаза карбонатизированы, эпидотизированы, хлоритизированы и составляют около 45—50% общей площади шлифа.

Обыкновенная роговая обманка представлена призма-

тическими и аллотриоморфными зернами. Угол угасания $cNg = 16^\circ$.

Калиевый полевой шпат представлен резко ксеноморфными, каолинизированными зернами, заполняющими промежутки между зернами плагиоклаза и роговой обманки.

Кварц наблюдается в форме ксеноморфных зерен, заполняющих промежутки между описанными выше минералами.

Биотит полностью замещен хлоритом, который составляет около 50% общей массы породы. Рудный минерал представлен мелкими идиоморфными зернами пирита.

Диабазовые дайки встречены в верховьях ущелья Азатек, на левобережном участке месторождения. Они прорывают толщу темно-серых туффитов среднего эоцена. Азимут падения указанных даек на ЮВ $140-165^\circ$, угол падения $80-85^\circ$.

Ввиду их пространственного обособления судить о их возрастной последовательности не приходится. Что же касается взаимоотношения даек с оруденением, то наблюдения в забоях показывают, что во всех случаях их сонахождения, они, как правило, являются дорудными.

Следует отметить, что все описанные выше толщи, в том числе и дайки, под воздействием тектонических движений дизъюнктивного характера подвержены раздроблению и смятию. К нарушениям такого рода можно отнести разлом на крайнем юго-западе участка, проходящий среди порфиров и туффитов и простирающийся на северо-запад 335° с падением на северо-восток под углом $80-85^\circ$.

К юго-западу от линии нарушения толща туффитов падает полого на юго-запад, а к северо-востоку элементы залегания пластов резко нарушаются.

Небольшие разломы типа сбросов прослеживаются в районе штольни № 1, на левом берегу р. Арпа и в верховьях ущелья Камышлуг. Плоскости рассматриваемых сбросов (разломы) падают на северо-восток, юго-восток и на юго-запад под углом $40-75^\circ$.

По указанным тектоническим нарушениям породы вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена сильно перемяты, раздроблены и подвержены гидротермальному изменению.

В районе штольни № 7 также наблюдаются нарушения. Одно из этих нарушений, простиранием на северо-восток 40° с падением на северо-запад под углом 45° , выражено зоной дробления мощностью 30—35 см. Другое нарушение простирается на северо-восток 10° с падением на северо-запад под углом $70-75^\circ$ и смещает жилу № 4.

Кроме того, в районе месторождения наблюдается ряд трещин, северо-западного и северо-восточного направлений с довольно крутым падением как на северо-запад, так и на юго-восток, заполненных перематой, раздробленной и пиритизированной массой.

III

МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

В морфологическом отношении наиболее характерным для месторождения является жильный тип оруденения, в котором по условиям залегания можно выделить пластовые и секущие жилы.

Пластовые жилы, обычно связанные с тектоническими подвижками, более или менее совпадающими со слоистостью пород, пользуются широким развитием на западном крыле антиклинали (левый борт ущелья М. Гядук, правый борт ущелья Камышлуг). Они характеризуются пологими углами падения (согласным с напластованием пород) в $20-30^\circ$ и небольшой, но сравнительно выдержанной мощностью 0,25—0,4 м. Азимут простираения их юго-восток $165-175^\circ$.

В длину жилы прослежены от 100 до 500 м; о протяжении на глубину каких-либо достоверных данных не имеется. Однако, судя по тому, что штольни № 13 и № 15, заданные для подсечения рудных тел на глубине, подсекли вместо них лишь проводники, заполненные глиной притирания, можно судить о весьма незначительном их протяжении на глубину, вероятно, не более 35—40 м.

Залегают жилы в основном в контактах порфиритов с туфопесчаниками. Как правило, порфириты находятся в ви-

сячем боку жилы. Контакты жил с вмещающими породами резкие, в зальбандах развита глина трения.

Общая форма расположения всех пластовых тел в отношении друг друга лестничная.

Количество подобных жил по сравнению с секущими жилами невелико. Для всех них характерно необычайно богатое антимонитовое оруденение (жилы 1, 2, 3, 4, 5 и 11).

Секущие жильные тела пользуются широким развитием на восточном крыле антиклинали и расположены в бортах ущелий М. Гядук и Афара. Характеризуются они крутыми углами падения $75-90^\circ$ и в основном небольшими мощностями. Последняя для многих жил достигает нескольких сот метров.

Степень изученности жил весьма различна. В настоящее время детально разведаны всего лишь 7 жил (4, 6, 8, 11) и ряд слепых тел, подсеченных при проходке штолен.

Характерной особенностью всех разведанных жил является непостоянство элементов их залегания и переменная их мощность при сравнительном постоянстве простираения жил. Углы падения нередко меняются от 65 до 85° (жилы 4, 7, 6), мощность колеблется от 10 см до 1,5 м, что обусловлено наличием многочисленных пережимов и раздувов.

По своему типу жилы приближаются к сложным, представляя собой зачастую то брекчированные зоны оруденения с включениями многочисленных округлых, большей частью продолговатых обломков, окварцованных и каолинизированных порфиринов, туфопесчаников и т. д., то прожилковые зоны с многочисленными тонкими прожилками, проникающими в породу самым прихотливым образом (жилы 6, 8). Всем жилам, которые вскрыты горными выработками, свойственны многочисленные ответвления, выполнение которых не отличается от выполнения самих жил и выклинивания в форме конского хвоста. При этом жила превращается во множество прожилков, а затем проводников, теряющихся в различных направлениях. Залегают секущие

жилы в порфиритах, туфопесчаниках и интрузивных породах. При этом наблюдается некоторая зависимость их морфологии от характера вмещающей породы. Так, наиболее выдержанные по мощности и простираению жилы залегают в интрузивных породах. В порфиритах и туфопесчаниках жилы ветвятся, дают сильные колебания мощности, меняют углы падения.

Во всех случаях, независимо от характера вмещающей породы, зальбанды жил выражены ясно. В контактах жил с вмещающими породами, почти всегда наблюдается перетертая каолинизированная масса.

Ореол гидротермального изменения обычно невелик, от нескольких сантиметров до нескольких метров, и выражен независимо от характера оруденения нерезко (в основном серицитизация, каолинизация).

На морфологии рудных тел сильно сказались тектонические движения, имевшие место как в процессе рудоотложения, так и после него, и приведшие к образованию многочисленных сбросовых нарушений, нередко сопровождающихся зеркалами скольжения и брекчированием руды.

IV

ТИПЫ РУД

Характерной особенностью руд Азатекского месторождения является принадлежность к двум различным семействам: полиметаллическому и сурьмяно-ртутному. Последнее объясняется своеобразием месторождения, представляющего собой переходный тип от среднетемпературных полиметаллических месторождений средних глубин к низкотемпературным сурьмяно-ртутным месторождениям малых глубин.

Первый тип, тесно связанный с полиметаллическими рудами, представлен жилами кварца и халцедона с сульфоантимонитами свинца, с примесью пирита, сфалерита и галенита. Сульфоантимониты свинца, являющиеся главной составной частью руды, представлены буланжеритом, семсеитом, геокронитом, плагионитом, которые в химическом отношении отличаются друг от друга в первую очередь различными соотношениями молекул PbS и Sb_2S_3 от 1:1 до 1:5. Последнее обстоятельство, а также совместное их нахождение в тесных сростаниях с галенитом являются одной из основных причин резкого колебания содержаний основных компонентов (свинца и сурьмы) в сульфоантимонитовых рудах.

На основе минералогического состава и текстурно-структурных особенностей среди руд этого типа можно выделить следующие четыре подтипа.

Первый подтип макроскопически представлен массивной тонко-зернистой рудой, в которой под микроскопом установлены: семсеит в тесных сростаниях с галенитом, небольшим количеством сфалерита, пирита и кварца. Количественные соотношения этих минералов в шлифах в среднем следующие: семсеит 30—40, галенит 30, сфалерит 2—3, пирит около 10, кварц 10—15%.

По данным химического анализа, руда содержит: Pb — 15,20; Sb — 5,24; Cu — сл, Zn — 3,3; Fe — 8,09; S — 15,92%; по данным спектрального анализа целые проценты Pb, Sb, Zn, Fe, десятые доли процента Ag, сотые доли процента As, Cu, Cd, Bi и тысячные доли процента Au.

Второй подтип представлен густовкрапленными мелкозернистыми и неравномерновкрапленными убогими рудами, в которых под микроскопом установлены следующие минералы: плагинит в тесных сростаниях с геокронитом и блеклой рудой, отчасти галенитом, пиритом, сфалеритом.

Процентные соотношения этих минералов в разных участках различны: в одних случаях преобладают плагинит и геокронит, в других — блеклая руда и геокронит.

Их средние соотношения в густовкрапленных рудах следующие: плагинит и геокронит 30—40, блеклая руда 10, галенит 5, пирит 15—20, сфалерит 5, кварц 10—15%.

В убогих неравномерно-вкрапленных рудах: плагинит и геокронит 10—15, галенит 5—10, сфалерит 5/, кварц 40—45%.

По данным бороздowego опробования рудных тел, руды этого типа содержат: густо-вкрапленные руды Pb — 8,33, Sb — 3,56, Cu — 0,78, Fe — 5,32; убогие руды Pb — 1,13, Sb — 0,86, Cu — сл., Fe — 1,45%; по данным спектрального анализа целые проценты Pb, Sb, Fe, Zn, десятые доли процента Cu, As, Bi, Ag, Au, сотые доли процента Cd, Ge, In.

Руды этих двух подтипов слагают жилы на левобережном участке, по правому борту ущелья Малый Гядук.

Третий подтип представлен неравномерно-вкрапленными, в основном убогими рудами, в которых под микроскопом установлены: геокронит в тесных сростаниях с

блеклой рудой и отчасти бурнонитом; присутствуют также сфалерит и пирит.

Средние соотношения минералов в шлифах: геокронит и блеклая руда 15—20, бурнонит 15, сфалерит 5—10, пирит 10, кварц 40—50%.

По данным химических анализов, руда содержит: Pb—4,09, Sb—3,95, Cu—1,87, Fe—1,05, Zn—1,23%; по данным спектральных анализов — целые проценты Pb, Sb, Cu, Zn, десятые доли процента As, Au, Ag, Hg, сотые доли процента Cd, In.

Руды этого подтипа слагают жилы на правобережном участке месторождения по левому борту ущелья Афтара.

Четвертый подтип представлен тонкими прорастаниями буланжерита с кварцем, галенитом, сфалеритом, пиритом.

По данным химических анализов, руды эти содержат: Pb—4,57, Sb—2,06, Cu—1,97, Fe—2,05, Zn—1,76%; по данным спектрального анализа — целые проценты Pb, Sb, Cu, Zn, сотые доли процента Au, Ag, Cd.

Руды этого подтипа развиты на левобережном участке месторождения и на участке Софи-Бина. Несмотря на разнообразие минералогического состава, во всех подтипах основными компонентами являются свинец и сурьма, поэтому следует рассмотреть их с точки зрения обогатимости. Многочисленные данные бороздового опробования рудных тел показывают резкие колебания содержаний основных компонентов (свинца и сурьмы) не только в рудах отдельных участков месторождения, но даже в рудах, взятых с одной и той же выработки (см. табл. 6—20). В связи с этим выделение богатых и бедных руд с точки зрения их обогатимости нецелесообразно, поскольку ни отдельные богатые, и ни отдельные бедные пробы не являются характерными для месторождения. По всей вероятности, для месторождения более характерна некоторая усредненная проба с содержанием свинца 2,7% и сурьмы 3,2%.

Наличие в рудах значительных примесей меди — от со-

тых долей до 8⁰/₀, цинка — от одного до 3—4⁰/₀, мышьяка — от десятых долей до 3—5⁰/₀, висмута — от полного отсутствия до целых процентов, а также присутствие значительных количеств золота и серебра, сильно осложняют методику обогащения этих руд.

В этом отношении особый интерес представляет работа С. С. Акмаевой, разработавшей методику обогащения свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения. Учитывая сложный вещественный состав руд, ему предложен для их обогащения метод коллективной флотации, при котором достигается максимальное извлечение в коллективный концентрат всех полезных компонентов. Отдельного выделения при данном методе требует лишь пирит, содержащийся в рудах в значительном количестве. Доказано, что этим методом из всех испытанных проб руды можно извлечь до 90⁰/₀ свинца и меди и 80⁰/₀ сурьмы.

Содержание свинца в коллективном концентрате колеблется от 20 до 50⁰/₀, сурьмы — от 10 до 30⁰/₀ меди — от 1 до 8⁰/₀.

В коллективный концентрат переходят почти целиком цинк, кадмий, мышьяк, висмут, серебро и золото.

В дальнейшем полученный коллективный концентрат рекомендуется обработать гидрометаллургическим способом с целью удаления в раствор сурьмы и мышьяка, после чего свинцовый концентрат может пойти в обычный передел. Гидрометаллургическая обработка концентрата предусматривается в растворах сернистого натрия, но предполагается возможность и другого варианта — обработка в растворе щелочи (Na_2S) под давлением.

Второй тип. Помимо описанного типа руд, на месторождении развиты и чисто сурьмяные руды, представленные жилами и зонами в левом борту ущелья Малый Гядук. Руды эти сложены в основном антимонитом, с которым ассоциируют в незначительных количествах сфалерит и пирит.

По содержанию сурьмы в этом типе можно выделить: богатые антимонитовые руды с содержанием Sb 15—20⁰/₀ и убогие брекчированные руды с содержанием Sb 3—5⁰/₀.

V

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

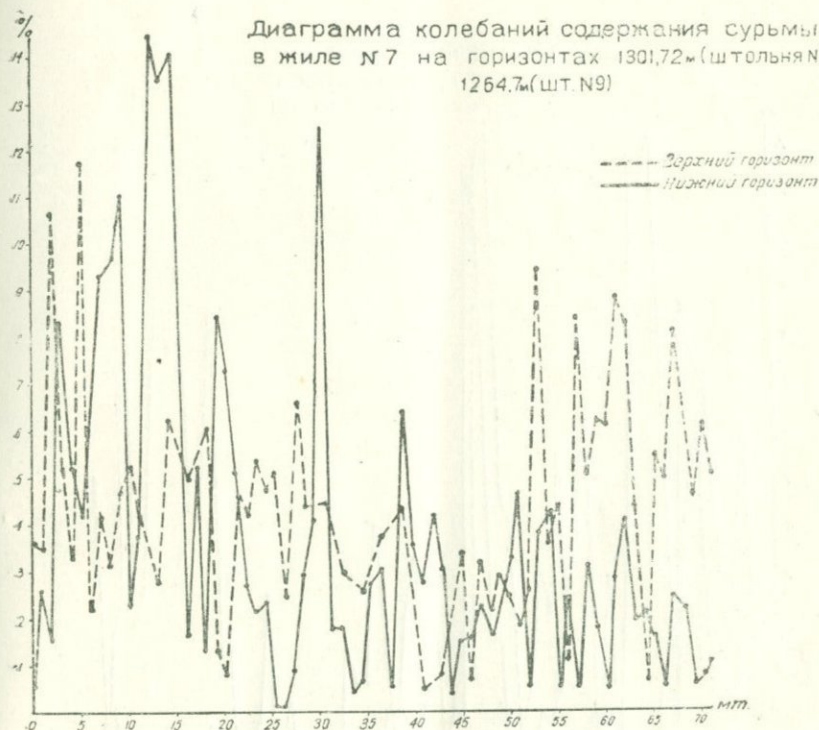
Строение, текстурные особенности и вещественный состав рудных тел Азатекского месторождения определены тектоническим режимом формирования месторождения и теми физико-химическими условиями, при которых происходило отложение руд.

Первое, что бросается в глаза при осмотре месторождения, это довольно ясно выраженная горизонтальная зональность в пространственном размещении руд различного типа: так, антимонитовые руды в основном приурочены к пологопадающим трещинам западного участка месторождения, руды с галенитом, плагионитом, геокронитом и другими сульфосолями свинца и сурьмы — к крутопадающим трещинам восточного участка месторождения.

При детальном осмотре выясняется, что подобная картина местами затушевана наложением последующих стадий минерализации, но тем не менее основные черты этой закономерности сохранены и свидетельствуют об определенной последовательности развития процессов минералообразования.

Наряду с горизонтальной зональностью на месторождении довольно отчетливо выражена и вертикальная зональность. И если первое понятие относится к пространственно-

Диаграмма колебаний содержания сурьмы
в жиле № 7 на горизонтах 1301,72 м (штольня № 7)
1264,7 м (шт. № 9)

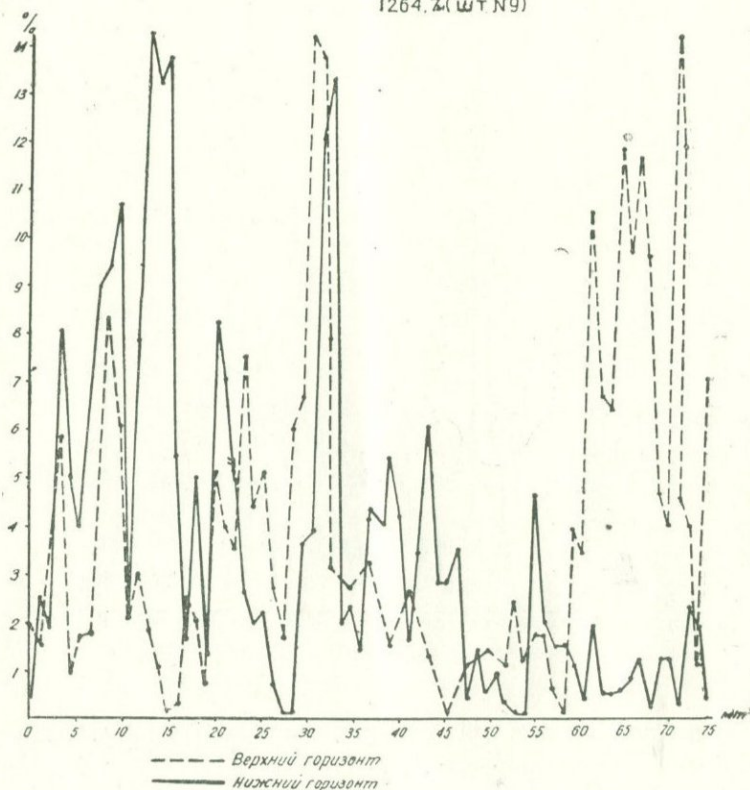


Фиг. 1

му обособлению руд той или иной стадии минерализации, то понятие „вертикальная зональность“ в данном случае относится лишь к строению отдельных рудных тел и проявляется в закономерном распределении элементов в отдельных участках рудного тела по мере их протяжения на глубину.

Жила № 7 на поверхности выражена кварцем с сульфоантимонитовой минерализацией в виде мелкозернистых включений и сплошных масс. Из рудных минералов встречаются: плагионит, геокронит, пирит. Значительным развитием пользуются охры желтого и темно-желтого цветов, а местами окислы железа и марганца. Азимут падения жилы

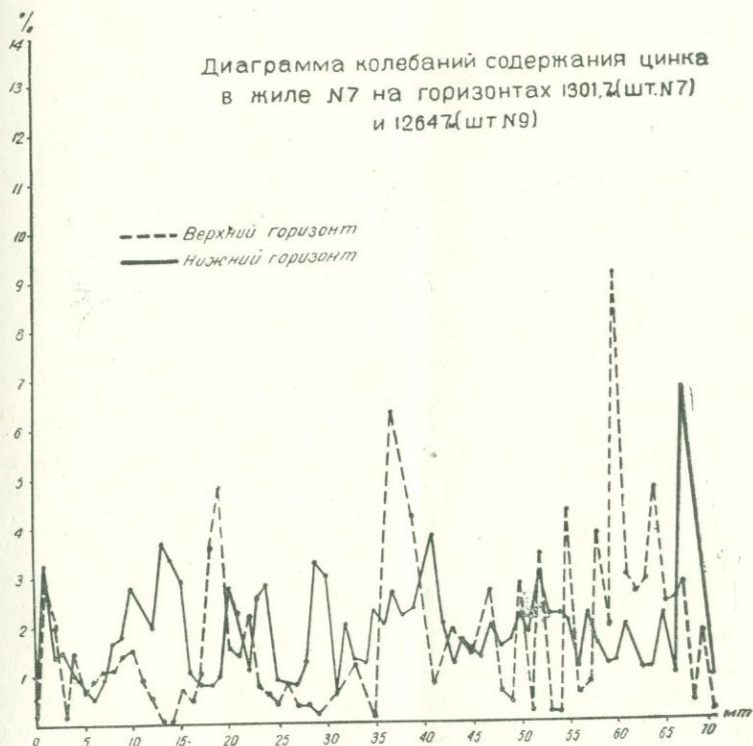
Диаграмма колебаний содержания свинца
в жиле N7 на горизонтах 1301,7 м (шт. N7) и
1264,7 м (шт. N9)



Фиг. 2

юго-восток — 165° , угол падения $75-80^\circ$. Мощность жилы от 0,20 до 0,5 м. Среднее содержание металлов по наземным горным выработкам составляет: сурьмы — 2%, свинца — 4%, цинка — 0,33%.

На горизонте штольни № 7 жила представлена раздробленной кварц-карбонатной массой синевато-серого цвета. Оруденение густо-вкрапленное и представлено плагионитом, геокронитом, пиритом, галенитом. Местами преобладают два



Фиг. 3

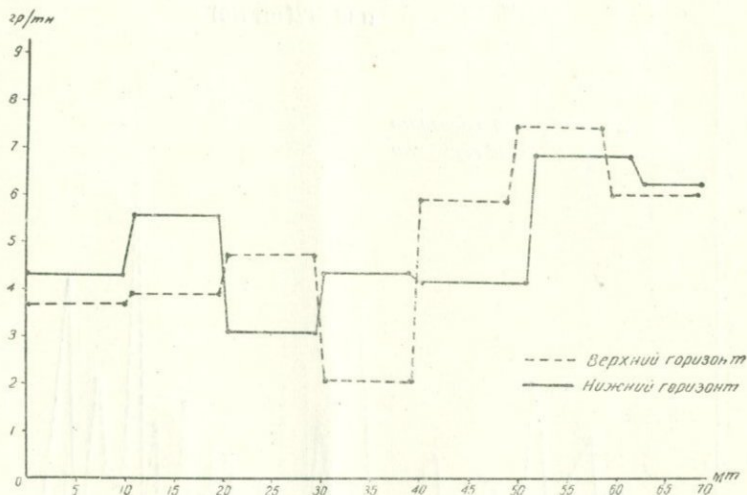
последних минерала. Сфалерит встречается сравнительно реже.

Мощность жилы на этом горизонте колеблется в пределах от 0,2 до 0,7 м и более в местах раздува. Среднее содержание металлов: сурьмы — 7,3%, свинца — 3,91% и цинка — 1,13%, при средней мощности 0,56.

На горизонте штольни № 9 жила представлена раздробленной кварц-карбонатной массой с многочисленными брекчиями каолинизированных пород.

Рудная минерализация та же, что и на горизонте штольни № 7, с той лишь разницей, что здесь местами преобладает убогое оруденение. Азимут падения жилы юго-

Диаграмма колебаний содержания золота
в жиле №7 на горизонтах 1301,72 (шт. №7)
и 1264,7 м (шт. №9)



Фиг. 4

восток 165° , угол падения $80-85^\circ$. Среднее содержание металлов: сурьмы — $1,98\%$, свинца — $3,73\%$, цинка — $2,0\%$ при средней мощности $0,63$ м.

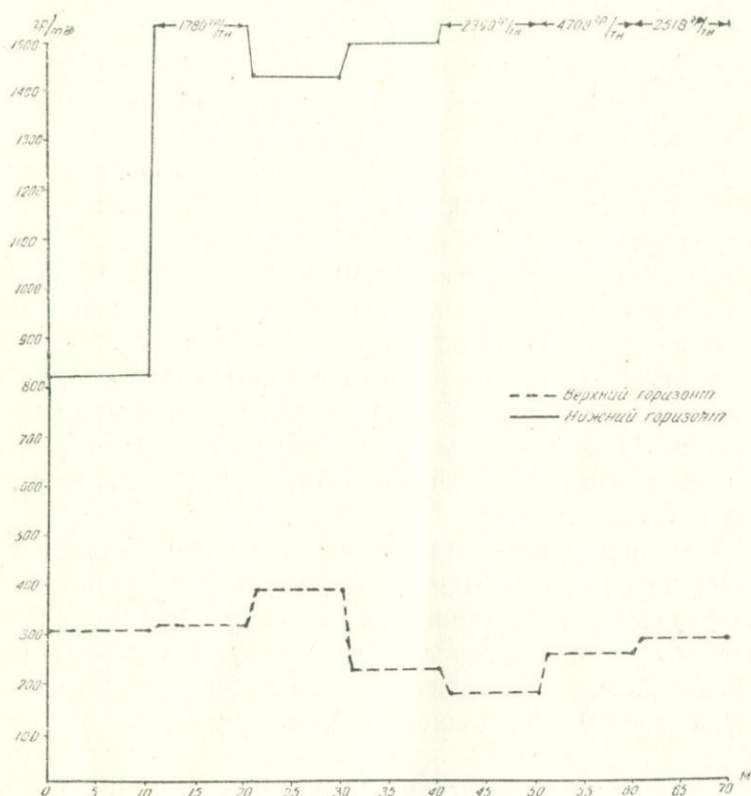
Изменения содержаний основных компонентов по падению и по простиранию жилы в зоне сульфидного оруденения наглядно показаны на диаграммах (фиг. 1, 2, 3, 4, 5).

В целом по жиле наблюдается следующая картина: относительно близкие содержания сурьмы, свинца и золота по мере протяжения на глубину, и весьма значительное обогащение нижнего горизонта серебром.

Несколько резче вертикальная зональность в распределении основных компонентов выражена по жилам 6 и 4.

Жила № 6 вскрыта и прослежена по простиранию наземными горными выработками более чем на 100 м. На поверхности жила представлена раздробленным кварцем с мел-

Диаграмма колебаний содержания серебра
в жиле №7 на горизонтах 1301,72 м (шт №7)
и 1264,7 (шт №9)



Фиг. 5

кой вкрапленностью буланжерита, пирита, сфалерита. Значительным развитием пользуются охры. Средняя мощность жилы 0,33 м. Азимут падения юго-восток 165° , угол падения $75-80^\circ$. Среднее содержание металлов по наземным горным выработкам составляет: сурьмы — $2,09\%$, свинца — $4,27\%$ и цинка — $0,38\%$.

На горизонте штольни № 6 жила представлена преимущественно раздробленным кварцем с множеством гнезд и пустот.

Состав жилы меняется по простиранию, причем значительное место на интервале (40—55 м) занимает барит, выполняя трещины и пустоты в кварце. Рудная минерализация представлена буланжеритом, сфалеритом, пиритом, плагионитом, геокронитом.

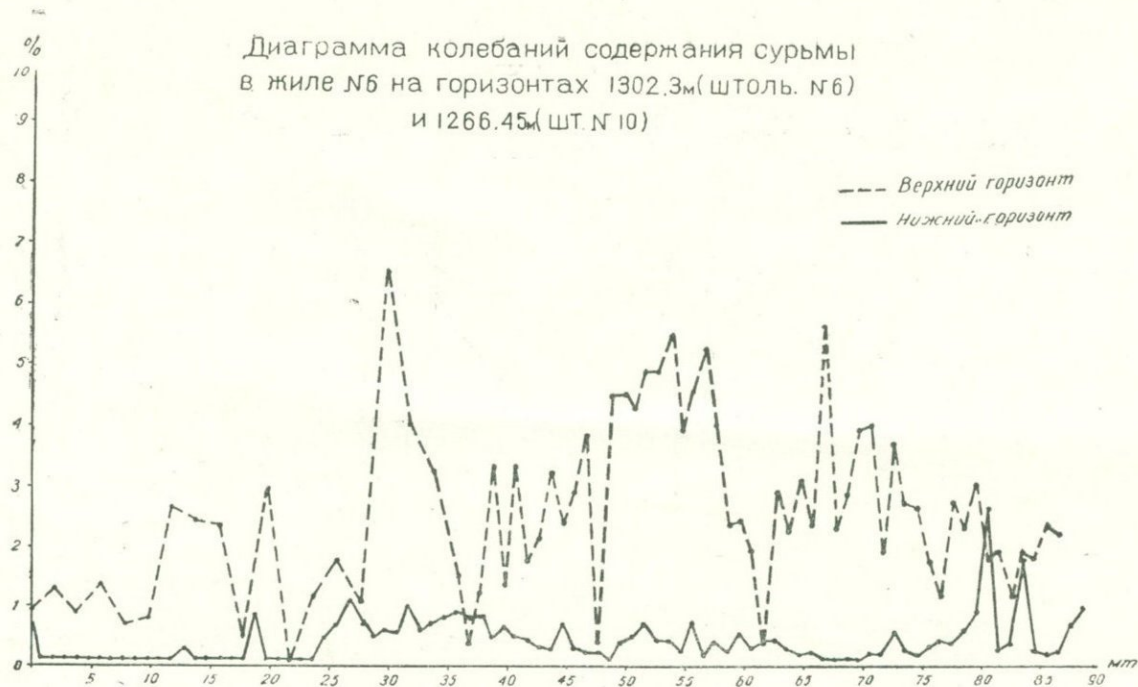
Среднее содержание металлов на горизонте штольни № 6 составляет: сурьмы 2,28%, свинца 1,42% и цинка 0,95%, при средней мощности 0,79 м.

На горизонте штольни № 10 жила № 6 представлена преимущественно раздробленной, перемятой, каолинизированной кварц-карбонатной массой серого цвета. Местами (интервал 35—75 м, штрек № 6) перемятая масса постепенно переходит в раздробленный кварц со множеством гнезд и пустот. Рудная минерализация сравнительно слабая, представлена плагионитом, геокронитом, сфалеритом, пиритом, реже галенитом.

По простиранию характер оруденения меняется и вследствие повторного приоткрытия трещины значительную роль приобретает антимонит, крупные радиально-лучистые кристаллы которого нередко цементируют раздробленную руду. Среднее содержание металлов составляет: сурьмы 0,19%, свинца 0,64%, цинка 0,44% при средней мощности 0,97 м.

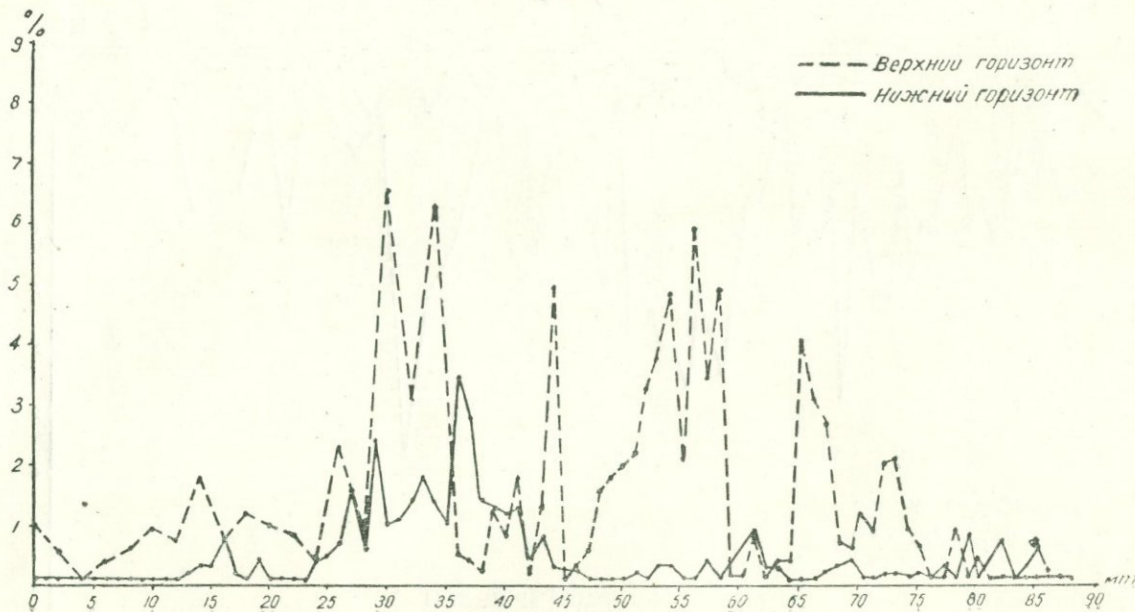
Как видно из диаграмм (фиг. 6, 7, 8, 9, 10), по мере падения на глубину в жиле резко падает содержание сурьмы, свинца и цинка. Между тем содержание золота и серебра остается относительно постоянным и даже несколько повышается на нижнем горизонте.

Аналогичную картину мы имеем также по жиле № 4, которая вскрыта и прослежена по простиранию более чем на 150 м. На поверхности жила представлена перемятой, каолинизированной массой и отчасти раздробленным кварцем. Из рудных минералов отмечены буланжерит, геокро-



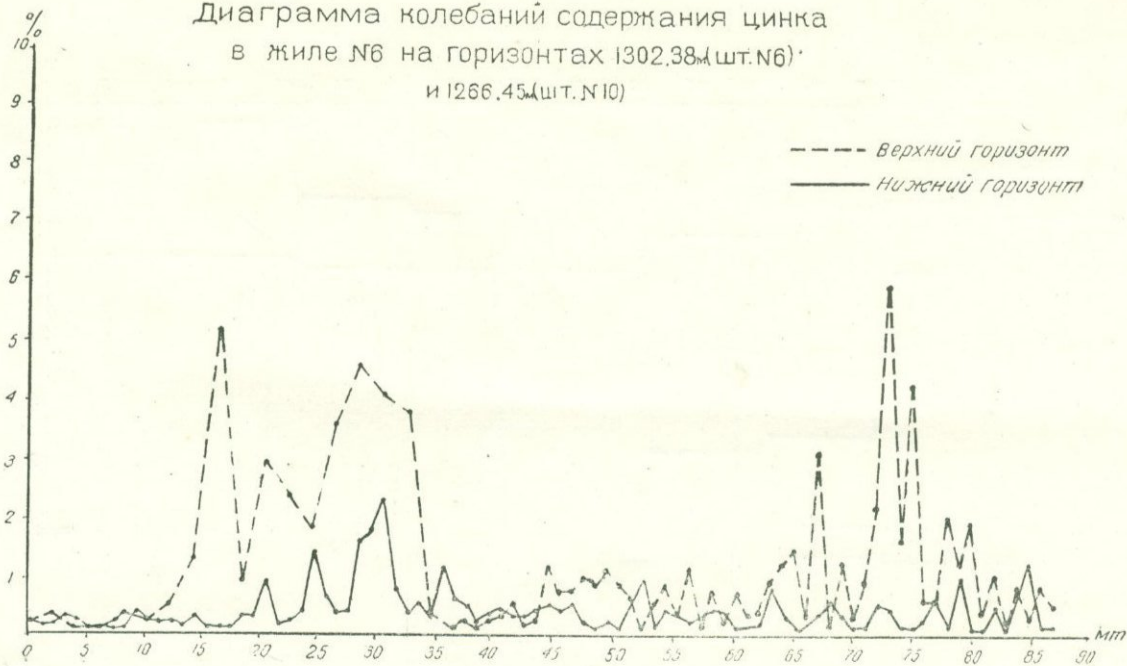
Фиг. 6

Диаграмма колебаний содержания свинца
в жиле №6 на горизонтах 1302.3 (шт. №6)
и 1266.45 (шт. №10)



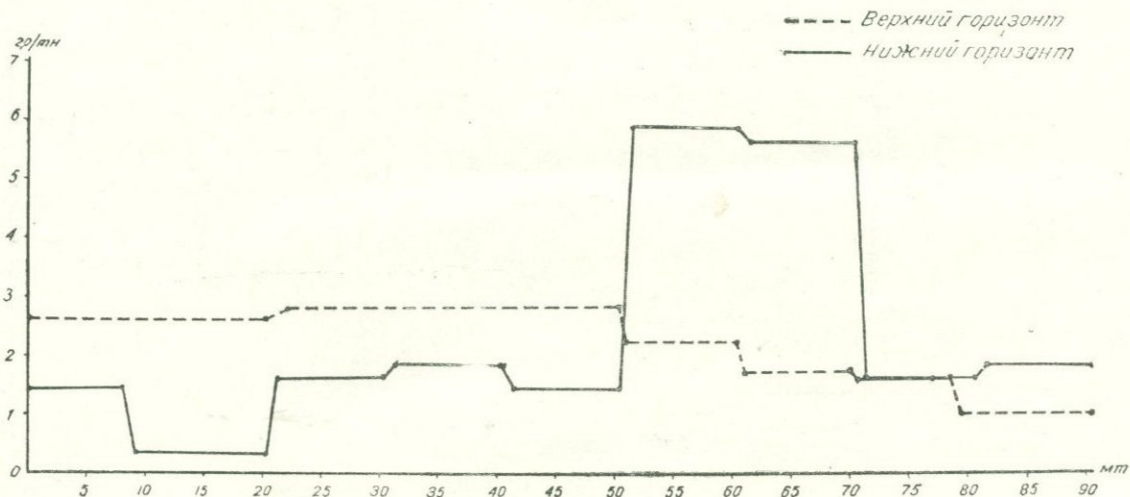
Фиг. 7

Диаграмма колебаний содержания цинка
в жиле №6 на горизонтах 1302.38 (шт. №6)
и 1266.45 (шт. №10)



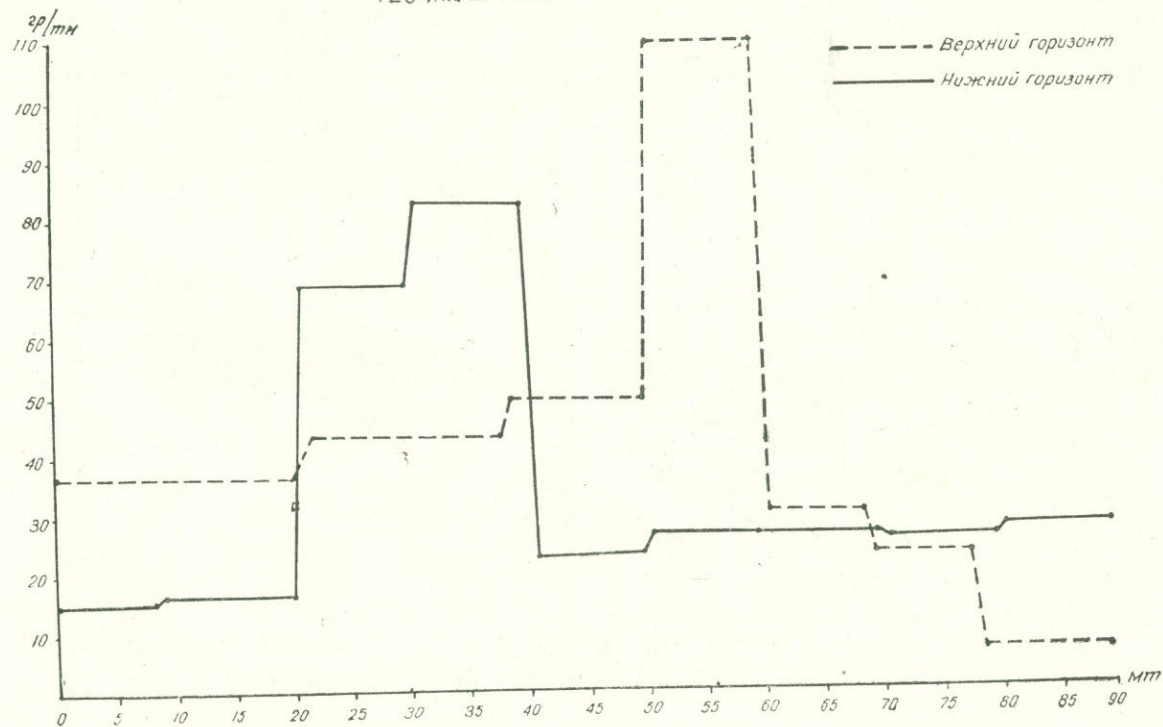
Фиг. 8

Диаграмма колебаний содержания золота
в жиле №6 на горизонтах 1302,38м(шт.№6)
и 1266,45м(шт.№10)



Фиг. 9

Диаграмма колебаний содержания серебра
в жиле №6 на горизонтах 1266.45 (шт № 7)
1264.7 (шт. №9)



Фиг. 10

нит, блеклая руда, пирит. Мощность жилы колеблется в интервале от 0,2 до 0,7 м и в среднем составляет около 0,3 м. Падение жилы юго-восток 160—165°, угол падения 70—75°; среднее содержание металлов по наземным горным выработкам составляет: сурьмы 2,1%, свинца 1,16%, цинка 0,75%.

На горизонте штольни № 7 жила представлена раздробленным кварцем светло-серого цвета с множеством гнезд и пустот, выполненных рудными минералами.

Карбонат выполняет в жиле трещины и пустоты. Рудная минерализация, часто меняющаяся по простиранию, представлена буланжеритом, галенитом, антимонитом, сфалеритом.

На интервале 115—130 м жила выполнена преимущественно галенитом. Мощность ее достигает до 1,2 м. Среднее содержание металлов по жиле составляет: сурьмы 3,29%, свинца 4,44%, цинка 0,91% при средней мощности 0,46 м. На горизонте штолен № 9 и № 10 жила представлена кварц-карбонатной, каолинизированной массой.

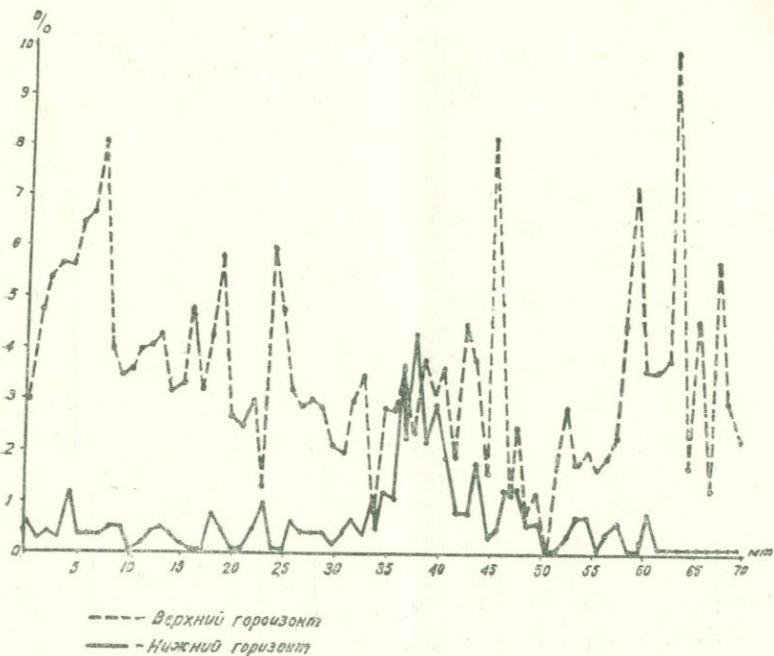
Из рудных минералов наблюдаются антимонит, пирит, буланжерит. В ассоциации с антимонитом отмечены среднезернистые выделения бурого сфалерита.

Среднее содержание металлов: сурьмы 0,52%, свинца 0,32%, цинка 0,75%.

Как видно из диаграмм* (фиг. 11, 12, 13, 14, 15), по мере протяжения на глубину так же, как и по жиле № 6, наблюдается резкое падение содержания свинца, сурьмы и цинка и относительное равное содержание серебра и золота.

Приведенные данные позволяют говорить о вертикальной зональности рудных тел, выраженной в обогащении верхних горизонтов свинцом, сурьмой и цинком, а нижних — серебром и золотом. Трудно судить насколько законо-

* Все приведенные в тексте диаграммы составлены автором по данным бороздового опробования рудных тел, имеющих в Азатекской ГРП.



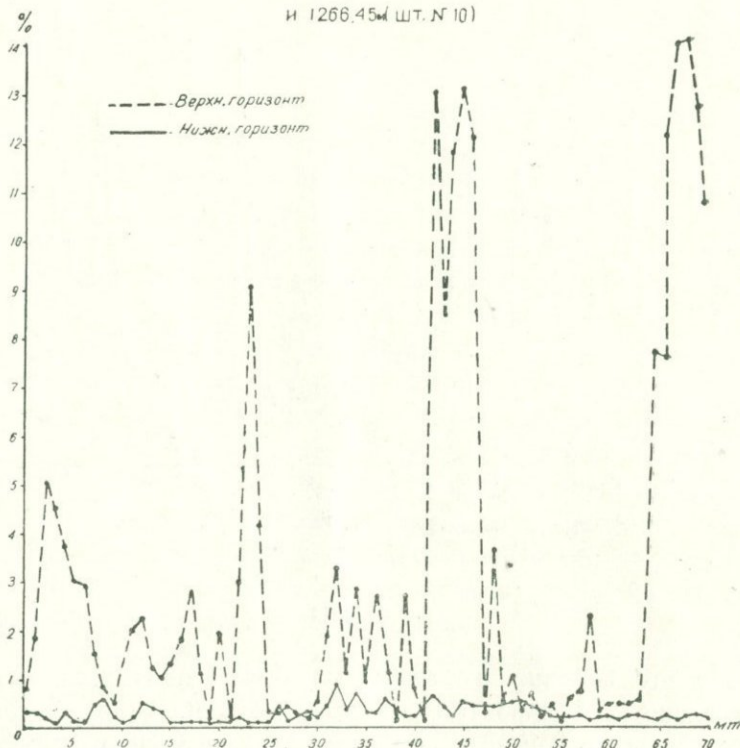
Фиг. 11

мерно это явление в отношении более низких, пока неразведанных горизонтов, поскольку каких-либо достоверных данных у нас нет, за исключением данных скважин, показывающих относительно пониженные содержания свинца, сурьмы и цинка по сравнению с предыдущими горизонтами.

Обобщая данные о строении жил, следует отметить, что все жилы месторождения как по падению, так и по простираению характеризуются непостоянством минералогического состава, неравномерным содержанием ценных компонентов, местами полным разубоживанием рудных тел, вплоть до исчезновения рудных минералов. Причины подобного явления разнообразны.

В одних случаях такое строение представляет собой

Диаграмма колебаний содержания свинца
в жиле № 4 на горизонтах 13017м (шт. № 7)
и 1266,45м (шт. № 10)

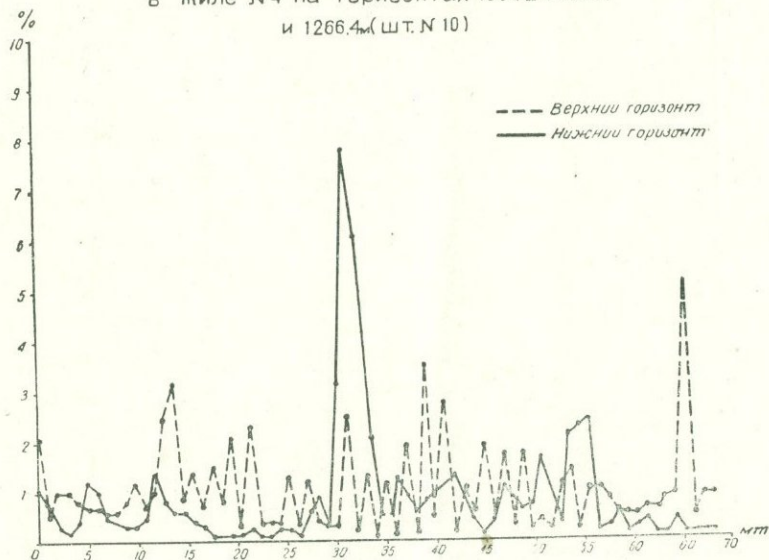


Фиг. 12

не что иное, как простую зональность отложения в пределах одной стадии минерализации, свидетельствующую об изменении концентрации различных компонентов в растворе, вследствие изменения физико-химических условий отложения руд.

Наглядным примером могут служить кварц-антимонитовые жилы правобережного участка месторождения, прослеженные штольнями № 3 и № 4. Выполнение этих жил, представленное крупнокристаллическим антимонитом с под-

Диаграмма колебаний содержание цинка
в жиле №4 на горизонтах 1301.4 (шт. №7)
и 1266.4 (шт. №10)

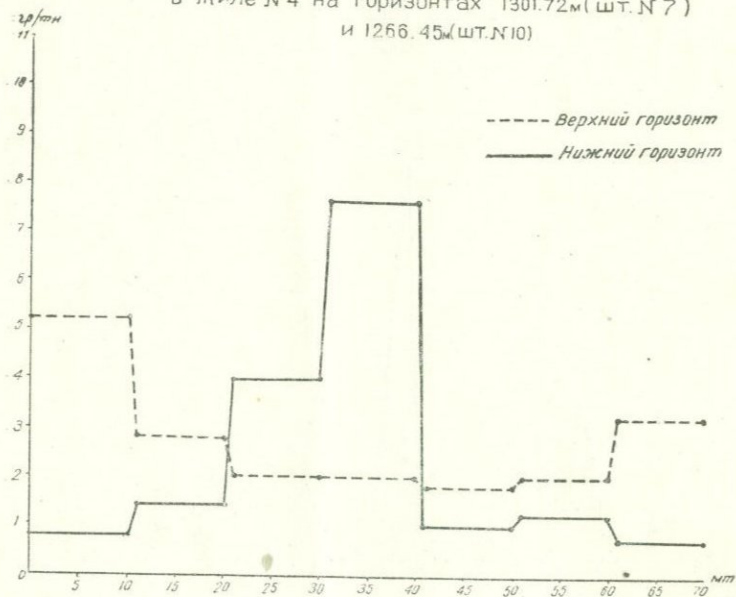


Фиг. 13

чиненным количеством кварца, на интервале 35—40 м постепенно сменяется чистым, почти безрудным кварцем с редкой вкрапленностью антимонита и пирита, продолжающимся до интервала 157—160 м, где наблюдается полное выклинивание жилы.

Аналогичная картина в других случаях является следствием наложения последующей безрудной стадии минерализации в повторно приоткрывшейся трещине, уже выполненной рудной массой. Такую картину мы наблюдаем, в частности, по жиле № 11, прослеженной по простираанию штольной № 17 до 121,5 м. Здесь первоначальное выполнение жилы, представленное брекчированным богатым орудением галенита с сульфосолями и с подчиненным количеством кварца, наиболее резко выраженное в интервале 35—50 метров, сменяется на остальном протяжении крупно-

Диаграмма колебаний содержания золота
в жиле №4 на горизонтах 1301.72м (шт. №7)
и 1266.45м (шт. №10)

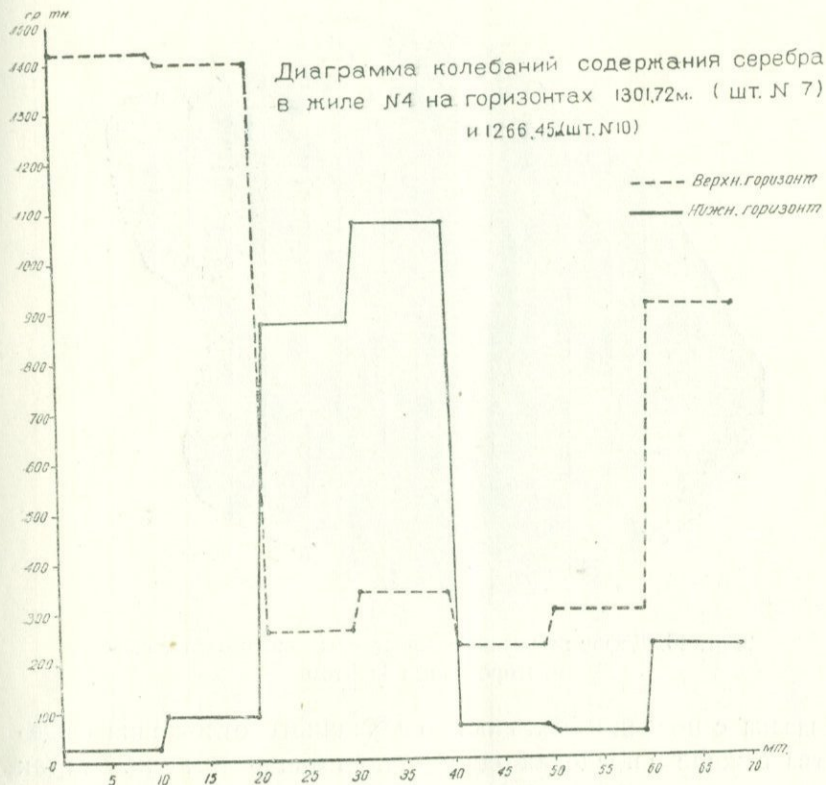


Фиг. 14

кристаллическим баритом, цементирующим раздробленную руду, с образованием характерных брекчиевых и брекчиевидных текстур.

Наложение двух разных стадий минерализации по простиранию и по падению жил мы имеем и по описанным выше рудным телам № 4, 6, 7 и другим, где нередко на сульфоантимонитовую стадию оруденения наложено антимонитовое или же на антимонитовое оруденение наложено баритовое (фиг. 16).

Во многих случаях новые стадии минерализации заполняют новые трещинные системы, пересекающиеся под различными углами с прежними (фиг. 17, 18) с образованием хорошо выраженных текстур пересечения. Подобная картина задокументирована нами в первом штреке штольни



Фиг. 15.

№ 9, где тонкий антимонитовый прожилок пересекает буланжеритовую жилу (фиг. 19).

Из всех особенностей строения рудных тел наибольший интерес представляет строение жил по мощности. Во всех существующих работах по месторождению неизменно подчеркивается, что строение рудных тел типично поясовое. Но за кажущейся простотой такого определения кроется сложная история процесса рудообразования, идущего отдельными стадиями, пульсируя и изменяясь во времени.

Каков же характер полосчатости и везде ли он одинаков по типу? Безусловно нет. В одних случаях полосчатость



Фиг. 16. Деформированные кристаллы антимонита, сцементированные баритом

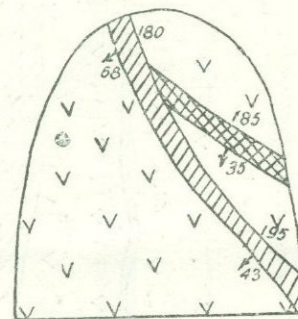
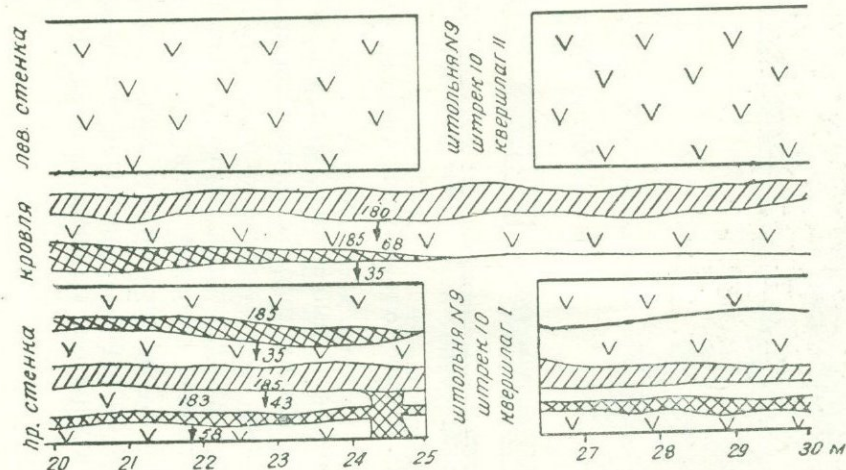
связана с последовательностью первичного отложения вещества в жиле в пределах одной стадии минерализации. Эта так называемая грубая полосчатость отложения, столь характерная для жильного типа большинства гидротермальных месторождений, характеризующая собой ритмические изменения в концентрации растворов по мере раскрытия трещины в ширину. К такому типу полосчатости могут быть отнесены:

1) поясовое строение кварц-пиритовой жилы мощностью около 40 см, представленной ритмически чередующимися полосками кварца и пирита (мощность каждой полосы около 10 см).

2) асимметрично-полосчатое строение кварц-антимонитовых жил, характеризующееся полосами гребенчатого кварца по зальбандам жил и крупнокристаллического антимонита в центре и наоборот (фиг. 20) или же ритмически

ШТОЛЬНЯ №9, ШТРЕК 10

Интервал 20-30 м



Жила с сульфидно-антимонитовым оруденением



Гидротермально измененный порфирит



Антимонитовая жила

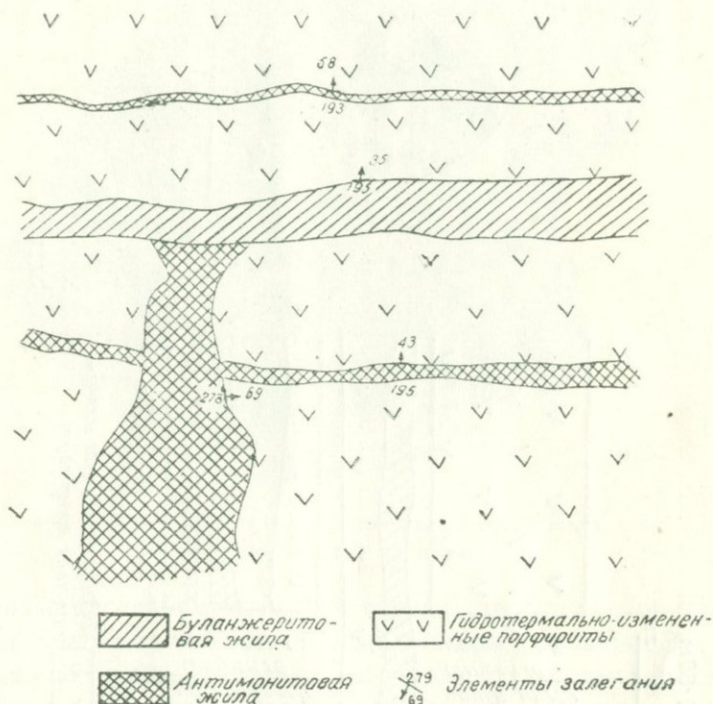


Элементы залегания

Фиг. 17. Взаимоотношение стадий минерализации

ШТОЛЬНЯ №9, ШТРЕК №10

Интервал 25,5 м (правая стенка)



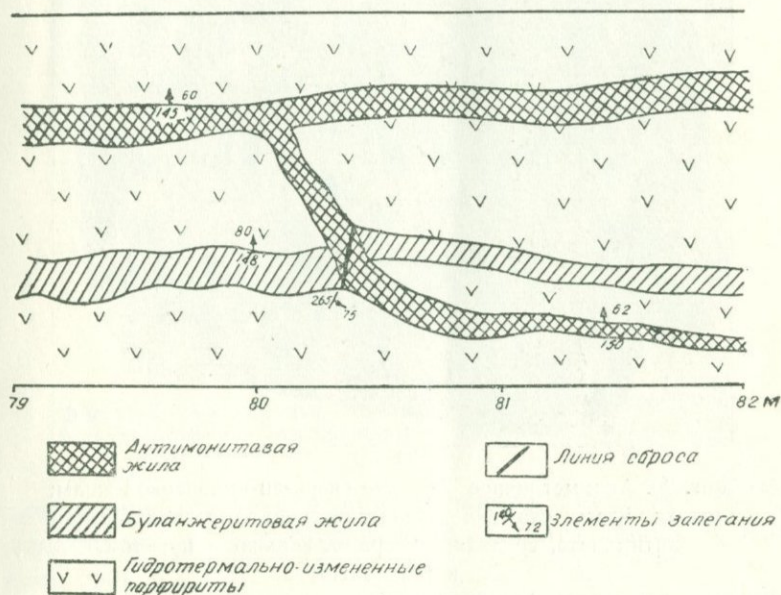
Фиг. 18. Взаимоотношение стадий минерализации

полосчатое строение антимонитовых жил, характеризующееся чередованием тонких полосок антимонита и кварца, зачастую отделенных друг от друга по плоскостям, образовавшихся вследствие последующих тектонических движений;

3) асимметричное строение кварц-буланжеритовых жил участка Софи-Бина, где всякий бок жилы сложен крупнокристаллическим сфалеритом, находящимся в срастании с буланжеритом и пиритом, мощностью около 10 см, с обра-

ШТОЛЬНЯ №7, ШТРЕК 1

0,25 0 0,25 0,5 м



Фиг. 19. Взаимоотношение стадий минерализации.

зованием своеобразной такситовой текстуры, тогда как остальная часть жилы сложена тонкими прорастаниями буланжерита с кварцем.

Наряду с такой грубой полосчатостью отложения наблюдаются также массивные руды тонкозернистого строения, сложенные непрерывно чередующимися тонкими полосами пирита с буланжеритом, блеклой рудой, геокронитом и т. д. (фиг. 21) и имеющие на месторождении не менее широкое развитие, чем первые.

Несомненно, что эти текстуры также являются полосчатыми текстурами отложения, но если первые формировались из менее концентрированных растворов в условиях,



Фиг. 20. Асимметричное строение кварц-антимонитовой жилы: нижняя часть сложена радиально-лучистыми кристаллами антимонита, средняя — кварцем, верхняя — пиритом и сфалеритом

когда скорость открытия трещин опережает их заполнения (Г. Берг), на что указывает наличие многочисленных друзовых образований и пустот, то для вторых, по всей вероятности, характерно отложение из сильно насыщенных растворов, возможно гелей, о чем свидетельствует наличие коллоидных структур, в условиях, когда приоткрытие трещин происходило медленнее, чем их заполнение.

В других случаях полосчатость или поясовое строение руд обусловлено наложением последующих стадий минерализации на первую вследствие повторного приоткрытия одной и той же трещины (жилы 1, 2, 3, 4, 5). Особенно характерно это для пологопадающих жил западного участка месторождения.

Большой интерес среди них представляет жила № 1, строение которой можно отнести к редко встречающейся



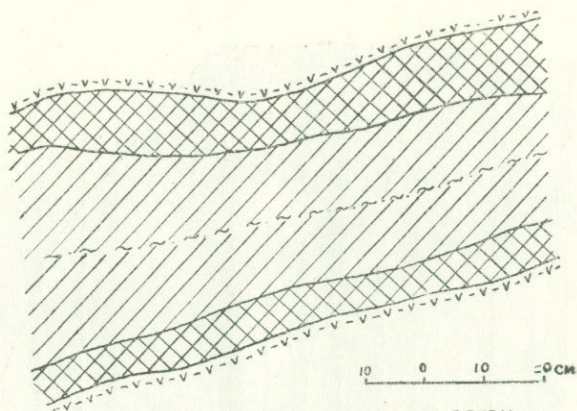
Фиг. 21. Тонкополосчатая текстура сульфoантимонитовой руды с колломорфными выделениями минералов: пирита, сфалерита, галенита.

двусторонней структуре инверсионного типа, при которой внешние минеральные отложения являются наиболее молодыми (фиг. 22, 23).

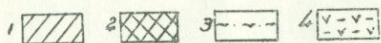
Условия образования таких жил подробно описаны Г. Бергом.

В разрезе жила № 1 состоит из серии полос, из которых верхняя и нижняя полосы сложены крупно-кристаллическим антимонитом с кварцем, причем верхняя имеет мощность около 10 см, а нижняя около 6 см. Текстура руды гребенчатая. Для каждой отдельной полосы антимонита хорошо выражено развитие тонкого гребенчатого кварца от зальбандов к центру. В центральной же части жилы расположены две полосы буланжерита с кварцем, каждая мощностью около 10 см, отделенные друг от друга тонкой глиной притирания.

Контакты антимонитовых полос с буланжеритовыми резкие, с тончайшими, местами еле заметными корками измененных вмещающих пород.

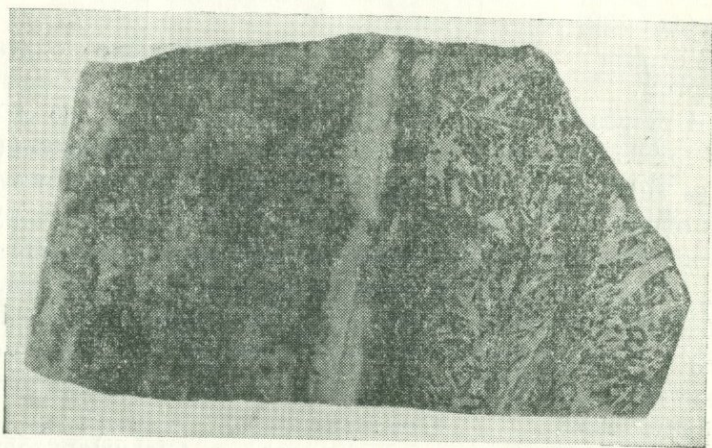


Строение Жилы по мощности.



1. буланжеритовая жила
2. Антимонитовая жила
3. Глинка притирания
4. Измененные порфириды

Фиг. 22



Фиг. 23. Деталь строения жилы № 1: полосчатая текстура руды, обусловленная наложением антимонитовой стадии минерализации на сульфoантимонитовую

Подобное строение жил привело ряд исследователей к выводу, что „буланжеритовая“ стадия оруденения является более поздней, чем антимонитовая.

В действительности же кварц-антимонитовые жилы являются более поздними образованиями, чем буланжеритовые, доказательством чего служит сам факт пересечения буланжеритовой жилы антимонитовым прожилком, отмеченный нами выше.

В некоторых случаях, вследствие повторного разрыва одного и того же зальбанда, отложения минералов, следующие один за другим, расположены как однократные слои, отражающие последовательность изменения состава рудоносного раствора. Примером может служить жила № 2, где в направлении от лежачего бока к висячему наблюдается смена трех разных стадий минерализации, наложенных друг на друга по мере последовательного расширения трещины. Так, лежащий бок жил сложен тонким кварц-галенитовым прожилком, мощностью около 1—2 см, который резко контактирует с полосой плотной руды полосчатой текстуры, сложенной кварцем, буланжеритом, геокронитом. Мощность полосы около 6 см.

Последняя резко контактирует с кварц-антимонитовой полосой, мощностью 10 см, залегающей в висячем боку жилы. Подобные картины в несколько иных вариантах, характерные и для остальных жил, нами не приводятся, ибо фактически являются частными случаями общего процесса рудообразования, наиболее полно отраженного в строении жилы № 2.

Таким образом, наблюдения в забоях над строением жил и текстурные особенности руд позволяют выделить следующие 4 основные стадии минерализации, которые будут подробно рассмотрены ниже:

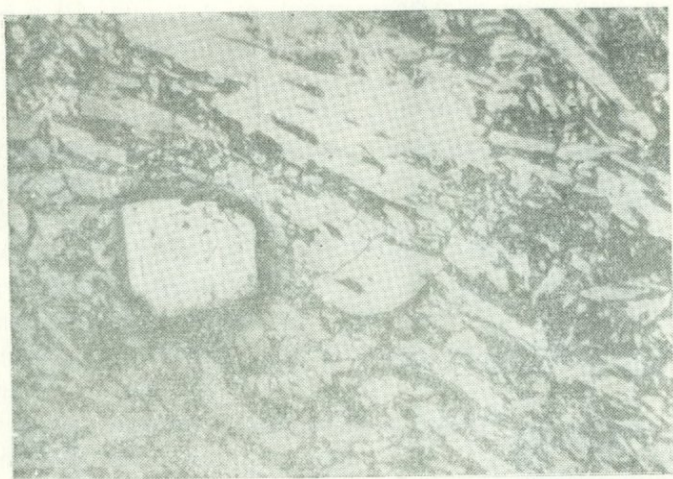
- 1) кварц-пирит-галенит-сфалеритовую,
- 2) кварц с сульфосолями свинца и сурьмы, с галенитом и пиритом,
- 3) кварц-антимонитовую с подчиненным количеством пирита и сфалерита,
- 4) баритовую.

VI

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Макроскопически основным структурным признаком руд является характер их зернистости, на основе которой можно выделить крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности.

Целесообразность такого подразделения подтверждается различными размерами, соотношениями и формой минеральных зерен в разных стадиях минерализации. Так, если руды антимонитовой стадии минерализации характеризуются крупнокристаллическим строением отдельных агрегатов, в которых взаимоотношения основных рудообразующих минералов — антимонита, пирита и сфалерита, хорошо выражены даже макроскопически, то этого мы не можем сказать о рудах сульфоантимонитовой стадии минерализации. Руды этой стадии минерализации характеризуются тонкозернистостью (размеры частиц 0,001—1 мм), отсутствием резко обособленных в пределах значительных участков (измеряемых мм и десятками см) выделений одного или двух минералов, большим разнообразием структурных деталей на протяжении не только мм, но и десятых долей мм. Одни и те же минералы наблюдаются то в виде тонкого зонально-полосчатого чередования, как например, сростания сменсита с галенитом в зоне № 2, то в виде обособленных вы-



Фиг. 24. Пластинчатые выделения буланжерита в кварце.
увел. 325

делений кристаллической формы в кварце, карбонате или пирите, как например, игольчатые выделения буланжерита в кварце и карбонате (фиг. 24), то в форме прожилков, как например, прожилков семсеит-геокронитового состава в пирите и т. д.

Наиболее широким развитием в рудах этого типа пользуются чрезвычайно тонкие сростания сульфоантимонитов друг с другом, с галенитом, блеклой рудой и т. д.

Тонкие, так называемые мирмекитовые сростания этих минералов в разное время описывались разными исследователями. Так, А. Маухером описаны мирмекитовые сростания галенита и буланжерита, В. Витедтом — галенита и джемсонита. По мнению этих исследователей, подобные сростания являются результатом разложения какого-то комплексного минерала.

П. Рамдором описаны сростания бурнонита и галенита; бурнонита, блеклой руды и галенита, которые образовались путем воздействия свинец-содержащих растворов на вольфсбергит.

Характерным является то, что во всех приведенных случаях срastания сульфoантимонитов с галенитом и бурнонитом трактуются как вторично образованные в результате разложения каких-то комплексных минералов, за счет изменения физико-химических условий отложения руд, сказавшихся в одних случаях — в изменении окислительно-восстановительного потенциала среды, в других случаях — в изменении концентрации компонентов или их привносе.

Подобные случаи, безусловно, часты, и примеры имеются и у нас в Союзе, хотя они относятся не к сульфoантимонитам, а к сульфостаннатам. Так, Е. А. Радкевич описаны тонкие срastания касситерита с галенитом, образовавшиеся в результате разложения тиллита, вследствие изменения окислительно-восстановительного потенциала среды.

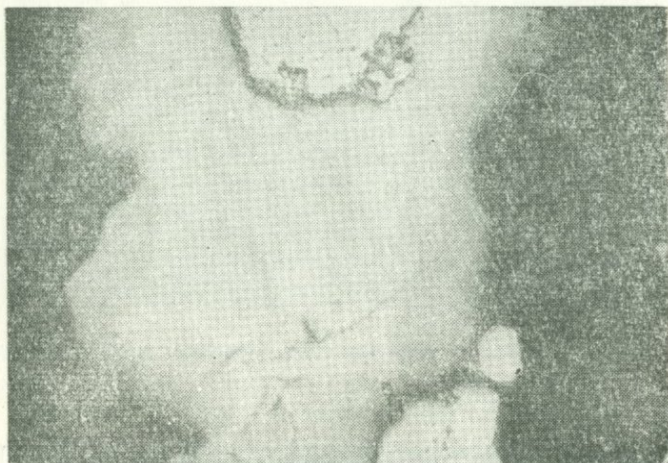
Но являются ли они абсолютно типичными для данной группы минералов?

Срastания этих минералов на исследованном нами месторождении, с одной стороны, и характер изменения рудоносных растворов во времени и в пространстве, с другой стороны, позволяют говорить о вполне закономерном первичном образовании минеральных срastаний, образовавшихся в результате определенных химических реакций в определенных физико-химических условиях среды.

Анализ минеральных срastаний показывает, что, несмотря на морфологическое сходство, они различны по генетическому типу и в первом приближении могут быть подразделены на следующие три группы:

1. Тонкие срastания, образовавшиеся в результате замещения одного минерала другим. К их числу относятся следующие пары: галенит—геокронит, галенит—буланжерит, галенит—семсент, галенит—блеклая руда и т. д. Во всех описанных выше случаях галенит, являясь по времени образования более ранним, замещается сульфoантимонитами и блеклой рудой, которые образуют вокруг зерен галенита своеобразные оторочки, нередко проникая в последний по определенным кристаллографическим направлениям (фиг. 25). Безусловно, такие явные признаки замещения наблюдаются

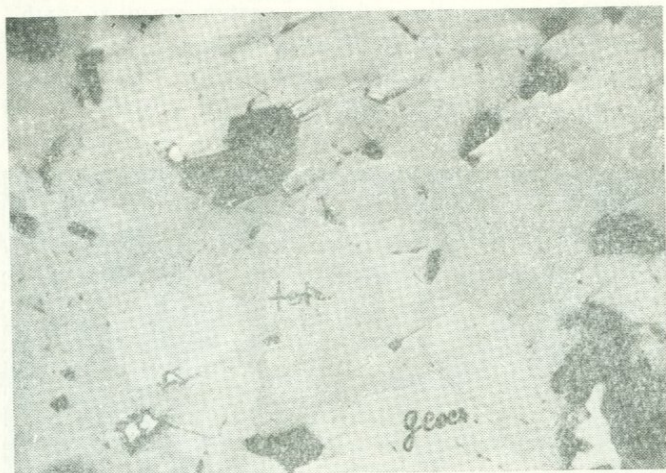
не всегда. В большинстве случаев отмечаются тесные срастания этих минералов, о характере которых зачастую трудно судить, не имея определенных данных их взаимоотношений, подмеченных в разных шлифах.



Фиг. 25. Замещение галенита геокронитом, увел. 325

2. Ко второй группе одновременного выделения минералов могут быть отнесены взаимные срастания сульфоантимонитов с блеклой рудой (фиг. 26, 27). Последнее подтверждается следующим. В шлифах часто наблюдаются зерна галенита, замещенные блеклой рудой и геокронитом или бурнонитом. В одних случаях наблюдается такая последовательность: галенит, геокронит, блеклая руда. В других — галенит, блеклая руда, геокронит.

3. Наконец, третью наиболее обширную группу составляют срастания следующих пар минералов: плагионит—геокронит, буланжерит—плагионит, семсеит—буланжерит и т. д. (фиг. 28, 29, 30, 31). Для этой группы характерно наличие зазубренных контуров, заходящих друг в друга. В ряде случаев отмечается как бы пластинчатое или игольчатое развитие одного минерала в другом. Взаимоотношения минералов настолько затушеваны, что весьма затруднительно ответить, имеем ли мы дело со структурами замещения или



Фиг. 26. Срастания тетраэдрита с геокронитом, увел. 325



Фиг. 27. Срастания галенита, бурнонита и тетраэдрита, увел. 325



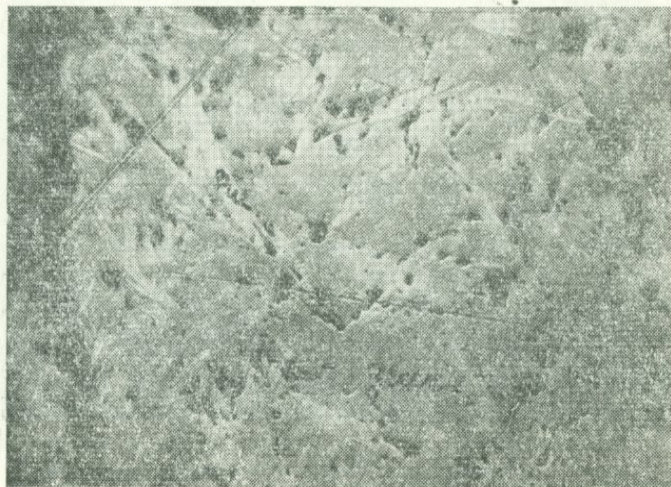
Фиг. 28. Тесные срастания плагионита с геокронитом, увел. 325



Фиг. 29. Срастания плагионита и буланжерита, ув. 165



Фиг. 30. Срастания плагионита (протравленное темно-серое)
с буланжеритом, увел. 325



Фиг. 31. Тонкие срастания буланжерита с геокровитом, увел. 325

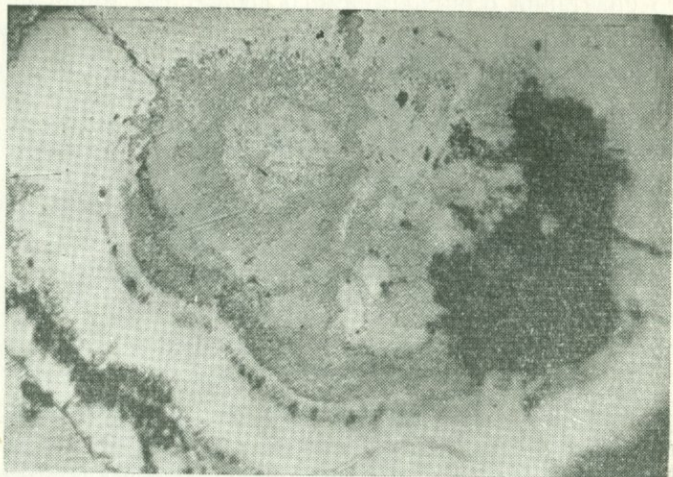
же это сростания одновременного выделения минералов, образовавшиеся или путем попеременной кристаллизации их из растворов, благодаря изменению концентрации основных компонентов или, что более вероятно, это тонкие сростания, образовавшиеся в результате раскристаллизации тонкодисперсных коллоидальных смесей сложного состава. В пользу последнего говорит довольно значительное развитие колломорфных выделений пирита. Интересно отметить, что наряду с почками пирита простого состава известны также почки сложного состава, очень напоминающие „атолловые структуры“, описанные А. Эдвардсом (фиг. 32). В почках такого строения центральная часть сложена галенитом, а периферия пиритом. Известны также почки, в которых галенит занимает определенную полосу по периферии. В таких случаях также несколько затруднительно ответить, является ли это результатом раскристаллизации гелей сложного состава, при котором произошло переслаивание различных минералов, или галенит является более поздним минералом, замещающим пирит по определенным зонам.

Наряду с описанными выше структурами на месторождении широким развитием пользуются также катакластические структуры и структуры перекристаллизации. Катакластические структуры, обязанные своим происхождением динамометаморфизму, наблюдаются повсеместно и особенно отчетливо выражены в хрупких минералах: кварце, пирите, галените, антимоните, сфалерите.

В галените и антимоните отмечается структура смятия; кварц, пирит и сфалерит обычно несут следы сильной дробленности с цементацией обломочного материала минералами последующих стадий минерализации.

Структуры перекристаллизации особенно заметны в рудах антимонитовой стадии минерализации.

Под влиянием давления наблюдается перегруппировка вещества в отдельных полях антимонита с образованием мелкозернистых агрегатов с многочисленными смятыми, скрученными и изогнутыми, разно ориентированными двойниками (фиг. 33).



Фиг. 32. „Атолловая структура“ — центральная часть почки сложена галенитом, периферия — пиритом, увел. 325



Фиг. 33. Деформационные двойники антимонита (никили скрещены), увел. 325

VII

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Как отмечено выше, ввиду мелкозернистости минеральных агрегатов и микроскопических размеров большинства минералов изучение их проводилось преимущественно в шлифах под микроскопом, а также с помощью рентгенометрического и спектрального анализов. Химические анализы, столь необходимые для исчерпывающего исследования минералов, в широком масштабе применить не удалось. Причиной являются очень малые размеры выделений, наличие в них тонкорассеянных включений и тесные срастания минералов друг с другом.

Химические анализы удалось произвести только для некоторых минералов и то лишь с целью подтверждения правильности их определения иными методами. Химические и спектральные анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГЕМ и ИМГРЭ АН СССР аналитиками И. Е. Араповой и Н. В. Лизуновым.

В результате детальных исследований, проведенных нами на месторождении, установлены следующие минералы.

Рудные гипогенные минералы. Главные: антимонит, сульфоантимониты — буланжерит, плагионит, геокронит, семсеит, бурнонит, тетраэдрит, галенит;

второстепенные: пирит, сфалерит, самородное золото;

редкие: марказит, арсенопирит, пираргирит, халькопирит, аурипигмент.

Гипергенные: лимонит, сурьмяные охры, церуссит, малахит, азурит, ковеллин.

Нерудные: кварц, барит, в значительно меньшей степени развиты карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит).

Ниже приводится описание минералов в порядке их распространенности в рудах. Поскольку наиболее широким развитием в рудах пользуются сульфоантимониты, описания их приведены подряд в порядке количественного убывания, независимо от того, является ли данный сульфоантимонит широко распространенным минералом, или встречается на месторождении редко.

А. РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Антимонит главный минерал антимонитовых руд. Наблюдается исключительно в третьей стадии минерализации. По данным химического анализа лучистые кристаллы антимонита содержат: Sb — 65,84, Cu — 0,30, Fe — 0,23, As — 0,1, S — 25,63%.

Помимо указанных выше элементов, по данным спектрального анализа минерал содержит: сотые доли процента свинца и висмута и тысячные — стронция, серебра.

Антимонит макроскопически наблюдается в форме хорошо образованных игольчатых или шестоватых кристаллов размерами до 5—6 мм, слагающих гребенчатые и радиально-лучистые агрегаты. Гораздо реже, на нижних горизонтах, наблюдается в форме мелких спутанно-волоконистых агрегатов. Под микроскопом выявляет сильную анизотропность, резкое двуотражение, в скрещенных николях полисинтетическое двойникование, нередко носящее следы давления, вследствие чего двойники смяты, скручены и изогнуты (фиг. 33).

Антимонит обычно наблюдается в тесной ассоциации с гребенчатым кварцем, сфалеритом и пиритом. В подобных случаях пирит и сфалерит слагают обычно висячий бок жил, а антимонит — лежащий (фиг. 29).

Тонкие жилки и прожилки антимонита часто наблюдаются в рудных телах сульфоантимонитовой стадии минерализации. Характерным при этом является то, что они отличаются резкими, хорошо выраженными зальбэндами и в приконтактной полосе их с сульфоантимонитовыми рудами никаких следов замещения не наблюдается.

Весьма интересны взаимоотношения антимонита с баритом. В одних случаях барит наблюдается в тесной ассоциации с антимонитом, что свидетельствует об их образовании в пределах одной стадии минерализации. В других случаях барит цементирует раздробленную антимонитовую руду (фиг. 22), что говорит о наложении двух разных стадий минерализации друг на друга. Причина этого явления кроется, по всей вероятности, в изменении окислительно-восстановительного потенциала среды. Подкисление среды в антимонитовой стадии минерализации привело к частичному окислению ионов S^{2-} в ионы SO_4^{2-} , чем и объясняется ассоциация антимонита с баритом.

В последней, безрудной стадии минерализации мы имеем исключительно кислую среду, в результате чего наблюдается полное окисление ионов S^{2-} в ионы SO_4^{2-} и в этом случае мы наблюдаем цементацию антимонитовых руд баритом более поздней генерации.

Буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$ широко распространенный минерал руд сульфоантимонитовой стадии минерализации.

По данным химического анализа (тонкие сростания буланжерита с кварцем) содержит $Pb - 29,92$; $Sb - 12,52$, $As - 0,31$, $Cu - 0,5-0,1$, $Fe - 0,08$, $S - 10,12\%$.

По данным спектрального анализа, помимо указанных выше элементов, минерал содержит сотые доли процента никеля и серебра и тысячные доли процента теллура. Рентгенометрические исследования (табл. 1) показали полную идентичность с дебаеграммой буланжерита Нагольного края и других месторождений.

Буланжерит под микроскопом характеризуется светло-зеленоватым оттенком по отношению к галениту и отража-

Рентгенограмма буланжерита

	Азатекское м-ние		В. Михеев На гольный кряж		Г. Харкерт	
	l	d	l	d	l	d
(1)	9	3,70	10	3,70	2,0	3,68
	6	3,32	4	3,31	—	—
	6	3,22	4	3,21	0,2	3,21
(2)	8	2,97	8	2,98	0,5	3,00
	10	2,77	10	2,80	0,3	2,80
	4	2,69	3	2,70	—	—
	4	2,38	—	—	—	—
	4	2,22	4	2,24	—	—
	4	2,05	5	2,05	—	—
	5	1,99	6	2,00	1	2,00
(3)	6	1,91	7	1,91	0,2	1,93
	10	1,85	10	1,85	1	1,86
	7	1,75	7	1,75	0,5	1,77

тельной способностью порядка 33—39%. Обладает хорошо выраженным двуотражением и резкой анизотропностью. Действие стандартных реактивов следующее: HNO_3 — радужная побежалость, HCl , FeCl_3 , KOH не действуют.

Наблюдается в чрезвычайно тонких сростаниях с плагионитом, геокронитом, галенитом. По времени выделения является более поздним, чем галенит. Тонкие войлокоподобные выделения кристалликов буланжерита наблюдаются в кварце, карбонате, пирите. Общая форма выделений, независимо от степени идиоморфизма, в основном игольчатая.

Плагионит (серебро-висмутовая разность) $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$ пользуется сравнительно широким развитием в сульфоантимонитовых рудах. Ввиду чрезвычайно тонких сростаний с другими сульфоантимонитами, набрать необходимое количество плагионита на химический анализ не удалось.

По данным спектрального анализа, плагионит содержит целые проценты свинца и сурьмы, десятые доли процента серебра, висмута, железа и сотые доли процента мышьяка и ртути.

Рентгенометрические исследования показали идентич-

ность дебаеграммы, полученной нами, с дебаеграммой плагионита (месторождение Вольфсберг), выполненной Г. Харкуртом [65] (табл. 2).

Таблица 2
Рентгенограмма плагионита (серебро-висмутовая разность)

	Азатекское м-ние		Г. Харкурт. Вольсберг, Гарц	
	I	d	I	d
(1)	—	—	1	3,92
	10	3,41	1	3,42
	4	3,35	—	—
	4	3,05	—	—
(2)	4	2,97	—	—
	10	2,75	3	2,78
	7	2,05	0,5	2,05
(3)	8	1,97	1	1,99
	3	1,88	—	—
	7	1,83	0,5	1,825
	3	1,78	0,3	1,78
	8	1,71	0,5	1,71
	3	1,46	0,5	1,46
	3	1,39	—	—
	6	1,34	0,5	1,34
	4	1,32	—	—
	4	1,30	—	—

Следует отметить, что данные дебаеграммы несколько отличаются от дебаеграммы плагионита, полученной Е. Наффилдом [61] и ее следует рассматривать как более слабый снимок дебаеграммы, полученной им (известно, что дебаеграммы сульфoантимонитов свинца отличаются исключительно слабо выраженными линиями межплоскостных расстояний, и четкое выявление их удается с большим трудом и не всегда).

Несколько повышенная отражательная способность этого минерала (порядка 37%) по сравнению с обычной (33%), по всей вероятности, объясняется присутствием висмута и серебра. По остальным оптическим свойствам и действию стандартных реактивов очень похож на обычный плагионит. Минерал обладает слабым, но заметным двуотражением и

ясной анизотропностью. Внутренние рефлексы красные (заметны с иммерсией).

Действие стандартных реактивов: HNO_3 — побурение, KOH — радужная побежалость, HCl , FeCl_3 не действуют.

Плагинит наблюдается в сростаниях с буланжеритом и геокронитом. Форма выделений в основном игольчатая, в этом отношении он напоминает буланжерит, наблюдаясь, как и последний, в форме войлокоподобных выделений кристаллов в кварце и карбонате.

Геокронит $\text{Pb}_5\text{SbAsS}_8$ в сульфоантимонитовых рудах пользуется примерно одинаковым развитием с плагинитом.

Ввиду чрезвычайно тонких сростаний с остальными сульфоантимонитами, набрать нужное количество геокронита на химический анализ не удалось.

По данным спектрального анализа минерал содержит целые проценты сурьмы, свинца и мышьяка, десятые доли процента железа и меди.

Рентгенометрические исследования показали идентичность дебаеграммы геокронита с Азатекского месторождения с дебаеграммами остальных исследователей [63, 65] (табл. 3).

Ввиду чрезвычайно малых размеров зерен, геокронит от остальных сульфоантимонитов не отличим.

Под микроскопом сравнительно легко диагностируется как по отражательной способности, так и по наличию тонких двойников в скрещенных николях. Отражательная способность около 35. Двухотражение еле заметно с иммерсией. Анизотропность резкая.

Действие стандартных реактивов HNO_3 — почернение, HCl , FeCl_3 , KOH — не действует.

Геокронит наблюдается в сростаниях с тетраэдритом, буланжеритом. По времени образования более поздний, чем галенит. В единичных случаях он как бы отделяется от галенита реакционной каймой семсеита, но явление это выражено не везде.

Семсеит $\text{Pb}_9\text{Sb}_8\text{S}_{21}$ редко встречающийся минерал из

Рентгенограмма геокронита

	Азатекское м-ние		Г. Харкерт, м-ние Сала, Швеция		Д. Гиллер, м-ние Фалун, Швеция	
	I	d	I	d	I	d
(3)	—	—	—	—	средняя	3,89
	3	3,70	0,5	3,69	средняя	3,71
	4	3,50	1	3,50	средне-сильная	3,54
	3	3,35	1	3,37	ср. обильная	3,40
	3	3,20	1	3,19	сильная	3,19
	4	3,05	1	3,04	средняя	3,07
	3	2,97	0,5	2,97	средняя	2,99
	—	—	—	—	средняя	2,90
	4	2,86	1	2,88	средняя	2,84
	3	2,71	0,5	2,71	средняя	2,74
(1)	—	—	—	—	оч. слабая	4,64
	4	2,47	—	—	средняя	2,46
	10	2,23	5	2,23	оч. сильная	2,24
	6	2,11	2	2,11	средняя	2,12
	—	—	—	—	слабая	2,087
	6	2,03	0,5	2,04	средняя	2,033
	8 дв. линия	1,970	—	—	средняя	1,971
	—	1,930	1	1,94	ср. сильная	1,947
	—	—	—	—	оч. слабая	1,910
	—	—	—	—	оч. слабая	1,886
(2)	10	1,822	3	1,83	сильная	1,830
	9	1,759	—	—	сильная	1,763
	4	1,731	—	—	ср. сильная	1,731
	—	—	—	—	оч. слабая	1,677
	1	1,590	—	—	оч. слабая	1,595
	3	1,460	0,2	1,45	слабая	1,485
	—	—	—	—	слабая	1,448
	—	—	—	—	слабая	1,428
	—	—	—	—	слабая	1,408
	—	—	—	—	слабая	1,408

сульфоантимонитов. На месторождении пользуется весьма незначительным развитием.

Ввиду ничтожных количеств и тонких сростаний на химический анализ добрать не удалось. По данным спектрального анализа содержит целые проценты свинца, сурьмы, десятые доли процента мышьяка, серебра, железа и тысячные доли висмута.

Рентгенометрические исследования показали его идентичность с дебаграммой семсеита, приведенной Г. Харкерт [65] (табл. 4).

Рентгенограмма семсеита

	Азатекское м-ние		Е. Наффильд. Кисбания, Румыния		Г. Харкерт. Резбания. Венгрия	
	I	d	I	d	I	d
(1)	6	3,85	5	3,85	1	3,81
	8 дв.	3,35	8	3,37	—	—
		3,30	10	3,26	5	3,28
(2)	8	2,97	9	2,97	3	3,00
	10 дв.*	2,81	4	2,86	—	—
(3)		2,70	4	2,70	1	2,74
	2	2,35	0,5	2,37	0,3	2,47
	4	2,15	3	2,15	0,5	2,17
	—	—	0,5	1,97	—	—
	4	1,937	2	1,92	0,2	1,93
	—	—	1	1,85	0,2	1,81
	—	—	0,5	1,76	—	—
	3	1,712	1	1,71	—	—
	3	1,655	1	1,68	—	—
	3	1,631	—	—	—	—
	3	1,550	—	—	1	—
	1	1,477	1	1,47	—	—
	1	1,362	—	—	0,2	1,36

Примечание: Завышенная интенсивность объясняется слиянием двух линий средней интенсивности

По своей отражательной способности (41—42%) семсеит наиболее близок к галениту и с первого взгляда в отраженном свете, без скрещенных николей, не отличим от него.

Двуотражение еле уловимо только с иммерсией. Анизотропность ясная, но не резкая. По сравнению с галенитом, так же как и буланжерит, обладает слабым зеленоватым оттенком.

Действие стандартных реактивов: HCl — почернение, FeCl₃, KOH не действуют. Наблюдается в тесном сростании с галенитом (фиг. 34).

Форма выделений таблитчатая.

Бурнонит CuPbSbS₃ пользуется на месторождении слабым развитием, наблюдается в сульфоантимонитовых рудах.

По данным химического анализа (таблитчатые кристаллы бурнонита с небольшим количеством кварца) содержит

Cu — 13,22, Pb — 41,30, Sb — 24,35, Fe — 3,06, As — 0,1, S — 18,22⁰/.

Помимо указанных элементов по данным спектрального анализа минерал содержит сотые доли процента серебра, тысячные — стронция и десятитысячные доли процента висмута.



Фиг. 34. Срастания семсеита (слева, чуть темнее) с галени-
том (справа). Рельефные — зерна пирита, увел. 325

Рентгенометрические исследования показали полную идентичность с дебаеграммой, приведенной Г. Харкуртом.

Макроскопически наблюдается в форме таблитчатых пластинок в срастании с кварцем. Размеры зерен от десятых долей до нескольких мм. Под микроскопом легко определяется по низкой, в сравнении с сульфoантимонитами, отражательной способностью. Последняя несколько выше, чем у блеклой руды (порядка 32—33⁰/). По сравнению с блеклой рудой обладает бледно-розовым цветом.

Двуотражение отсутствует. Анизотропность ясная. В скрещенных николях местами хорошо видно двойниковое

строение зерен. По сравнению с геокронитом двойники более широкие и крупные. Внутренних рефлексов нет. Действие стандартных реактивов: HNO_3 , HCl , FeCl_3 , KOH отрицательное. Бурнонит наблюдается в сростаниях с геокронитом и блеклой рудой.

Блеклая руда пользуется значительным развитием в рудах сульфoантимонитовой стадии минерализации.

Судя по рентгенограмме (табл. 5) и по данным спектрального анализа, представлена тетраэдритом, содержащим значительные примеси As и Hg.

Макроскопически, вследствие малых размеров зерен, не различается. Под микроскопом наблюдается в сростаниях с сфалеритом, пиритом, галенитом, сульфoантимонитами свинца. По времени образования является более поздним, чем галенит, сфалерит и пирит; блеклая руда разъедает последние с образованием характерных коррозионных структур.

Что касается сульфoантимонитов свинца и бурнонита, то, судя по весьма противоречивым их соотношениям с тетраэдритом в шлифах, они являются примерно одновременными образованиями.

Блеклая руда в виде включений содержит самородное золото, единичные зерна аурипигмента, идиоморфные кристаллики плагионита, семсеита.

Галенит. На месторождении выделяются в основном две его разновидности: крупнокристаллическая с хорошо образованными кристаллами кубической формы, слагающими мелкие гнездышки почти мономинерального состава в кварц-пиритовых рудах первой стадии минерализации и содержащая по данным спектральных анализов: Ag — о,п, Bi, Cu, As — о,оп; мелкозернистая разновидность, ассоциирующая с сульфoантимонитами во второй стадии минерализации. Галенит, являясь по времени образования более ранним, чем последние, замещается ими, с образованием тонких мирмекитовых структур замещения.

Развитие галенита в рудах сульфoантимонитовой стадии минерализации отличается сильной неравномерностью.

Таблица 5

Рентгенограмма тетраэдрита

Азатекское м-ние		Нагольный кряж	
I	d	I	d
10	2,97	10	3,00
5	2,59	6	2,60
3	2,44	4	2,45
5	2,03	4	2,03
8	1,832	10	1,839
1	1,69	2	1,69
7	1,56	8	1,56
1	1,207	2	1,209
4	1,93	4	1,93
3	1,095	2	1,095
1	1,070	—	—
5	1,061	4	1,061

В значительных количествах он отмечен в рудной зоне № 2, где наблюдается в тесных сростаниях с семсеитом и на гор. шт. № 9 в жиле № 6, где он отличается своей тонкозернистостью.

По данным спектрального анализа содержит Sb — 1%, Cu, As, Zn — о.п., Bi, Ag — о.п. В виде включений в галените отмечен пираргирит, который наблюдается в форме неправильных выделений с извилистыми контурами.

В зоне окисления галенит замещен церусситом с образованием характерных решетчатых структур замещения.

Под воздействием динамометаморфизма поля галенита раздроблены и местами интенсивно перекристаллизованы с образованием агрегатов струйчатой текстуры.

Сфалерит — минерал, пользующийся распространением на всех горизонтах месторождения и во всех стадиях минерализации.

На месторождении встречены три разновидности сфалерита: черная, желто-бурая и медово-желтая.

Характерна приуроченность сфалеритов разной окраски к определенным стадиям рудоотложения. Так, черный сфа-

лерит ассоциирует с сульфoантимонитами, темно-бурый — с антимонитом и светло-мeдoвый — с пиритом и отчасти галенитом первой стадии минерализации. Темный, почти черный сфалерит представлен кристаллической разностью, нередко с хорошо образованными кристаллами, размером до 1—2 см в поперечнике, наблюдается в срastаниях с пиритом, галенитом, сульфoантимонитами. Являясь по времени образования более ранним, чем пирит и галенит, черный сфалерит замещает последние, нередко проникая в пирит по определенным зонам с образованием характерных структур замещения. В то же время, он сам разъедается сульфoантимонитами, сохраняясь среди них в форме мелких островков. Содержит в себе тонкую эмульсию пирита, бледной руды, сульфoантимонитов.

По данным спектрального анализа, в сфалерите заключено $Pb \sim 1-2\%$, $Sb, As, Cd - o, n$, $Ga, Ge, Cu, Ag - o, on$. Темно-бурый сфалерит, ассоциирующий с антимонитом, наблюдается обычно висячем боку кварц-антимонитовых жил в тесном срastании с пиритом. По данным спектрального анализа, в таком сфалерите содержится: $Pb, Sb, As, Ga, Cd - o, n$, $Ag, Ge, Cu - o, on$. Светло-мeдoвый сфалерит встречается сравнительно редко и, как правило, в ассоциации с пиритом и галенитом первой стадии минерализации. Размер его зерен до 0,5 см. Наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов бипирамидальной формы. По данным спектрального анализа, содержит: $Cd - o, n$, $Sb - o, on$, $Ga, In, Cu - o, on$, $Pb, Ag - o, on$. По времени образования является более поздним, чем пирит; замещает пирит и образует характерные текстуры замещения мirmekитового и зонарного типа.

Зерна сфалерита под воздействием динамометаморфизма сильно раздроблены. Травление их в парах царской водки выявляет хорошо выраженное двойниковое строение.

Пирит является широко распространенным минералом всех стадий минерализации.

На месторождении выделяются:

1) пирит в ассоциации с галенитом и сфалеритом в кварц-пиритовых жилах первой стадии минерализации,

2) пирит в ассоциации с сульфоантимонитами, сфалеритом и кварцем и

3) пирит в ассоциации с антимонитом и сфалеритом в кварц-антимонитовых жилах третьей стадии минерализации.

В первой стадии минерализации можно выделить пирит двух генераций: в форме хорошо образованных кристаллов пентагондодекаэдрического типа с размерами 1—2 см в поперечнике и в форме сплошных масс с мелкозернистой структурой агрегата. По данным спектрального анализа, пирит кварц-пиритовых жил содержит: Cu — 0,0, As — 0,00, Sb — 0,00, Pb, Ag, Bi — 0,0000.

Наиболее широким развитием он пользуется в сульфоантимонитовой стадии минерализации, где можно выделить две его генерации: крупные, четко зональные кристаллы размерами до нескольких мм в сечении и колломорфные выделения в виде почек простого и сложного строения.

Взаимоотношения пирита с сульфоантимонитами весьма противоречивы и сложны. Пирит нацело замещается сульфоантимонитами с образованием характерных коррозионных структур и в то же время сам выделяется в форме тонких прожилков, секущих поля сульфоантимонитов.

Зонарное строение пирита видно совершенно отчетливо без всякого травления. Характерны зонарные структуры замещения пирита сфалеритом, блеклой рудой и прочими минералами.

Исследования зонарного строения пирита, проведенные Е. И. Смитом, показали, что последнее обусловлено наличием пирита разных составов от $\text{FeS}_{1.95}$ до $\text{FeS}_{2.05}$. Эти изменения состава отражаются в свою очередь на удельном весе, электропроводности и структуре атомной решетки минерала, с чем и связана различная способность отдельных зон к замещению.

Интересно отметить, что аналогичное зонарное строение имеют также и колломорфные выделения пирита, пред-

ставляющие собой концентрические, чередующиеся друг с другом слои несколько разного состава.

В ряде случаев, как, например, в жиле № 11, пирит разлагается на марказит в результате изменения окислительно-восстановительного потенциала среды.

По данным спектрального анализа, пирит сульфоантимонитовой стадии минерализации содержит Cu, As — 0,п, Pb, Sb, Ag — 0,оп, Ni — 0,ооп, Bi — 0,оооп.

Пирит в кварц-антимонитовой стадии минерализации пользуется сравнительно малым развитием. Наблюдается обычно висячем боку жил в тесном сростании с сфалеритом. По данным спектрального анализа, содержит Sb, Cu — 0,оп, Pb — 0,оооп, Ag — 0,оооп.

Таким образом, наблюдается некоторая зависимость между формами выделения пирита и стадиями минерализации. Так, колломорфные и четко зональные зерна пирита преобладают в сульфоантимонитовой стадии минерализации, а кристаллические — в основном идиоморфные выделения пирита в антимонитовой и кварц-пиритовой стадиях минерализации.

Марказит пользуется весьма незначительным развитием. Отмечен только в рудах штольни № 17 (жила № 11), где он наблюдается в тесных сростаниях с пиритом, являясь результатом его разложения при изменении окислительно-восстановительного потенциала среды.

Арсенопирит — минерал, редко встречающийся на месторождении. Отмечен в штольне № 17 (жила № 11). Наблюдается в форме хорошо образованных кристалликов ромбического и пирамидального сечений в ассоциации с пиритом, марказитом и галенитом.

Самородное золото встречается довольно часто как в сульфоантимонитах и галените, так и в кварце. Форма выделений в основном неправильная.

Пираргирит. Единичные выделения отмечены в сульфоантимонитах и галените.

Халькопирит. Единичные выделения отмечены в сфалерите.

Аурипигмент в количестве двух-трех мелких зернышек отмечен в сульфoантимонитах.

Что касается минералов зоны окисления, то ввиду отсутствия таковой на месторождении они пользуются весьма незначительным и неравномерным развитием. Лишь на северо-востоке месторождения отмечен ряд окисленных рудных тел, в которых минералы сульфидных руд наблюдаются в форме останцев в массе бурых сульфидных охр; среди них несколько обособляются лимонит и сурьмяные охры.

Лимонит в зоне окисления резко преобладает над другими минералами и развивается по многочисленным трещинкам в кристаллах пирита, нередко замещая последний полностью. По данным спектрального анализа, содержит значительные примеси Mn, Sb, As.

Сурьмяные охры представляют собой в основном продукт окисления антимонита. Сравнительно широким развитием пользуются желтые сурьмяные охры, слагающие хорошо образованные псевдоморфозы по радиально-лучистым агрегатам антимонита.

По данным спектрального анализа, сурьмяные охры содержат примеси Pb, Cu, As, Bi и других элементов. По оптическим свойствам среди последних определены валентинит Sb_2O_3 и стибиоконит, формула которого, согласно исследованиям Мейсона и Витальяно, представляется в следующем виде: $(Sb^{3+}Ca)_y \cdot Sb_{2-x}^{5+}(O, OH, H_2O)_{6-7}$, где x меняется от 0 до 1, y — обычно 1.

Более точную их диагностику путем рентгенометрических исследований выполнить не удалось ввиду отсутствия чистого материала.

Исследователями месторождения отмечена также красная сурьмяная охра — кермезит.

Из прочих минералов иногда встречаются церуссит, ковеллин, малахит, азурит.

Церуссит образуется обычно за счет галенита. Заме-

щение интенсивно протекает в краевых частях зерен галенита и по многочисленным трещинкам в последнем. В результате замещения образуются решетчатые и реликтовые структуры.

Ковеллин в виде тонких каемок и прожилков отмечен в двух-трех шлифах в блеклой руде, бурноните и сфалерите.

Малахит и *азурит* наблюдается обычно совместно в форме налетов, пленок, тонких прожилков и мелких скоплений. Образуются за счет окисления бурнонита и тетраэдрита.

Б. НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Кварц является основным жильным минералом и пользуется исключительно широким развитием на месторождении. В жилах наблюдается в форме сплошных масс, отдельных зерен и идиоморфных кристаллов.

По окраске и прозрачности можно выделить следующие разновидности кварца: 1) серый — халцедоноподобный, 2) молочно-белый и 3) полупрозрачный желтоватого и белого цветов.

Изучение взаимоотношений разновидностей кварца с другими минералами показывает, что халцедоноподобный и молочно-белый кварц образуются в более высокотемпературных условиях, чем полупрозрачный кварц. В жилах сульфоантимонитовой стадии минерализации преобладает молочно-белый с матовой поверхностью раскола.

В жилах антимонитовой стадии минерализации широко развит полупрозрачный кварц, представленный хорошо образованными кристаллами пирамидальной формы, слагающими гребенчатые агрегаты в зальбандах жил.

В шлифах все разновидности кварца имеют зернистую структуру. Очертания зерен неправильные, зубчатые и заливообразные. Во многих случаях зерна кварца несут следы раскола и дробления.

Как видно из описанного, на месторождении наблю-

дается не менее трех генераций кварца, отличающихся друг от друга по цвету, прозрачности и парагенезису с рудными минералами.

Из прочих жильных минералов следует отметить барит и кальцит.

Барит пользуется весьма неравномерным развитием на месторождении. Наиболее широко развит в жиле № 11 (шт. № 17) где он, являясь по времени образования более поздним минералом, цементирует раздробленную руду с образованием характерных брекчиевых и брекчиевидных текстур. Наблюдается обычно в форме хорошо образованных таблитчатых кристаллов белого и кремового цветов. По данным спектрального анализа, содержит десятки доли процента стронция и железа.

Карбонаты. Из карбонатов на месторождении широким развитием пользуется кальцит, в значительно меньшей степени развит сидерит.

Кальцит входит обычно в состав сложных кварцево-карбонатных жил сульфоантимонитовой стадии минерализации. Наблюдается в форме крупнозернистых агрегатов с хорошо выраженной спайностью. По данным спектрального анализа, в кальците установлены примеси бария, стронция, свинца, сурьмы и меди до десятых долей процента.

Сидерит встречается редко. Наблюдается обычно в форме тонких прожилков и прожилочков, секущих рудные тела. По данным спектрального анализа, содержит примеси магния, марганца, железа, свинца, сурьмы и меди.

VIII

О ПАРАГЕНЕЗИСЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Как известно, согласно теории минерального парагенезиса, разработанной Д. С. Коржинским и А. Г. Бетехтиным, под минеральным парагенезисом надо понимать соответственное сочетание лишь таких минералов, которые образовались в условиях одной и той же физико-химической системы и в результате одной или ряда связанных друг с другом химических реакций.

Исходя из такого понимания парагенезиса, на месторождении можно выделить три парагенетические ассоциации:

- 1) пирит-галенит-сфалерит,
- 2) сульфoантимониты — галенит, блеклая руда, пирит-сфалерит,
- 3) антимонит-пирит-сфалерит.

Из указанных парагенезисов наибольший интерес представляет второй парагенезис, дающий наибольшее разнообразие различных минеральных сочетаний в разных жилах. Так, известны:

- 1) кварц-буланжеритовые жилы с подчиненным количеством пирита и сфалерита,
- 2) кварц-геокронитовые с блеклой рудой, сфалеритом, пиритом и
- 3) кварц-бурнонит-геокронитовые с блеклой рудой, сфалеритом, пиритом и т. д.

Подобное разнообразие состава жил Г. О. Григорян объясняет многоэтапностью процессов оруденения. Согласиться с этим трудно, поскольку нигде взаимопересечения жил подобного выполнения не установлено и несколько разный минералогический состав жильного выполнения вряд ли можно брать за основу многоэтапности и наличия разных парагенезисов. Д. С. Коржинским [7] убедительно доказано, что в зависимости от температуры проникающих в трещины растворов и концентрации в них вполне подвижных компонентов, а также от состава боковых пород минеральный характер жильного выполнения может несколько изменяться от трещины к трещине.

В частности, касаясь вопроса концентрации, следует отметить, что в силу исключительной подвижности большинства компонентов в трещине и около нее весьма незначительные изменения условий рудоотложения могут вызвать те или иные изменения концентрации компонентов, которые и сами по себе не могут быть вполне одинаковы во всех трещинах и способствовать появлению так называемой „гидротермальной дифференциации“ жил, выразившейся в нашем случае в образовании буланжерита в одних жилах, плагионита и геокронита в других, бурнонита и геокронита в третьих и т. д.

Таким образом, в действительности мы имеем не ряд парагенезисов, закономерно сменяющихся друг другом, а ряд „равновесных ассоциаций“, являющихся членами единого парагенезиса, образование которых строго подчинено „минералогическому правилу фаз Гиббса“, предложенному В. Гольдшмидтом [16]. Нами установлены сростания плагионита с геокронитом, буланжерита с семсеитом, геокронита с буланжеритом, и нигде не установлены сростания минералов этой группы в количестве более двух.

Возможность наличия таких равновесных ассоциаций находит свою теоретическую трактовку и в физико-химических исследованиях Ф. А. Скрейнемакенса в области учения о равновесиях [49].

Согласно данным его исследований в системе из n компонентов в условиях дивариантного равновесия, т. е. равновесия при произвольном давлении и температуре, с чем мы и обычно имеем дело в природе, возможно не одно, а ряд равновесных ассоциаций, количество которых зависит от числа компонентов „ n “ и в общем виде выражено формулой $(n + 1) \cdot (n + 2)$.

Подтверждением единого парагенезиса сульфoантимонитов служат также теоретические предпосылки и имеющийся фактический материал в области изучения сульфосолей.

Все исследователи рудных месторождений, которым приходилось сталкиваться с сульфосолями, независимо от того, являются ли они сульфостаннатами или сульфoантимонитами и т. д., отмечают очень узкий предел существования сульфосолей, которые быстро реагируют на малейшие изменения физико-химических условий среды, разлагаясь на сравнительно более устойчивые соединения. Так, тиллит разлагается на агрегат касситерита и галенита, франкеит дает галенит и буланжерит.

Согласно мнению этих исследователей, сульфосоли отлагаются из щелочных растворов при повышенной концентрации в них серы и пониженной концентрации кислорода. При этом основным условием их образования некоторые считают резкое падение температуры, вследствие чего сложные по составу растворы не успевают дифференцироваться и вместо простых соединений PbS и Sb_2S_3 образуются сложные.

Несомненно, падение температуры могло сыграть важную роль при образовании сульфосолей, ибо, как известно, диссоциация H_2S на ионы H^+ , HS^- и особенно S^{2-} увеличивается по мере падения температуры, а образование тиосолей, как это доказано экспериментом [30], находится в прямой зависимости от концентрации ионов S^{2-} . Но вряд ли образование этих соединений обусловлено слабой дифференциацией гидротермальных растворов. Как показали ис-

следования [63], сульфосоли, в частности, сульфоантимониты представляют собой не серию изоморфного ряда $n\text{PbS} \cdot m\text{Sb}_2\text{S}_3$, в которых как свинец, так и сурьма выступают в качестве равноправных членов, а комплексные химические соединения, в которых наряду с серой роль комплексного аниона играет Sb^{3+} , а роль катиона такой металл, как Pb. Важно при этом отметить, что образование последних обусловлено химическими реакциями в водной среде и в определенных физико-химических условиях.

В таких случаях резкое падение температуры может повлиять на текстурно-структурные особенности руд и привести к образованию неравновесных ассоциаций минералов, независимо от того, имеем ли мы дело с коллоидными или истинными растворами.

Экспериментальные исследования С. К. Робинсона [63] показали, что сульфоантимониты могут быть получены в интервалах от 200 до 495° из щелочных растворов.

Аналогичные эксперименты в условиях обычных температур были проведены Г. С. Лисецкой. Ею впервые выведены константы равновесия реакций образования сульфосолей, причем доказано, что сульфоантимониты в обычных условиях могут быть получены из щелочных растворов при средней величине $\text{pH}=9$. Образование их в основном обусловлено реакцией типа $\text{Sb}_2\text{S}_3 + \text{S}^{2-} \rightleftharpoons 2\text{SbS}_2^-$.

Если учесть, что в гидротермальных растворах величина pH щелочных растворов не может быть слишком большой вследствие широко распространенных в растворах реакций нейтрализации, мы получим примерно близкие величины.

Подобное совпадение величины pH для массового выпадения сульфоантимонитов явление далеко не случайное, ибо сурьма, входящая в состав комплексного аниона, является элементом, способным образовывать амфотерные соединения, которые в зависимости от физико-химических условий среды проявляют себя то как кислоты, то как основания.

Известно, что кислотнo-основныe свойства многих веществ, являясь сложной функцией их атомного строения и находя свое отражение в ионных потенциалах, способны проявляться не всегда, а лишь при определенных величинах pH реакционных сред. Известно также, что условия реакционной среды создаются не только величиной pH, но также и другими факторами, как например, свойствами разных веществ, находящихся в реакции и способных проявить себя как кислота или основание; температурой, давлением, многочисленными явлениями гидратации и дегидратации, ассоциации и диссоциации и т. д.

Но, поскольку все перечисленные выше факторы или косвенно отражаются в величине pH, или же влияют весьма незначительно, pH среды является наиболее решающей величиной, обуславливающей ход окислительно-восстановительных реакций, столь широко распространенных в природе.

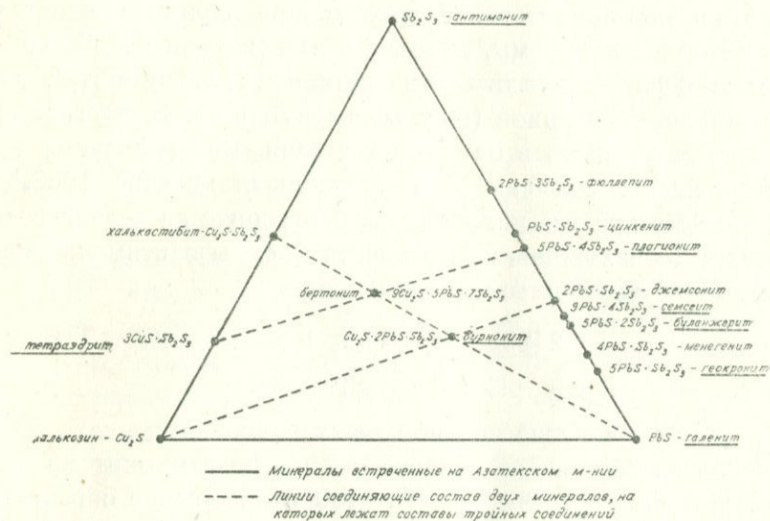
Таким образом, однотипность соединений, с одной стороны, и общность физико-химических условий среды, обуславливающих образование сульфoантимонитов, с другой — позволяют относить их к единой парагенетической ассоциации, независимо от многообразия минеральных ассоциаций.

Для рассмотрения взаимоотношения сульфoантимонитов свинца с остальными минералами системы $PbS-Sb_2S_3-Si_2S^*$ обратимся к диаграмме, изображенной на фиг. 35.

Как видно из диаграммы, в этой системе помимо трех простых сульфидов, как галенит, антимонит и халькозин имеется и ряд сложных сульфoантимонитов свинца (фюлленит, цинкениит, плагионит, джемсонит, буланжерит, семсеит, менегенит, геокронит), меди (халькостибит и тетраэдрит) и меди со свинцом (бурнонит, бертонит). Поскольку для образования перечисленных выше сульфoантимонитов, помимо содержания значительных концентраций свинца и меди, не-

* Третьим компонентом взял Si_2S , поскольку в рудах, помимо сульфoантимонитов свинца, развиты также сульфoантимониты меди — тетраэдрит, бурнонит.

ДИАГРАММА СОСТАВ-ПАРАГЕНЕЗИС В СИСТЕМЕ $\text{PbS-Sb}_2\text{S}_3\text{-Cu}_2\text{S}$



Фиг. 35

маловажное значение имеет устойчивость анионов SbS_2^- или SbS_3^{3-} , что, как известно, связано с определенными величинами pH, то вполне естественно их совместное нахождение, что и имеет обычно место в природе.

В частности, на Азатекском месторождении наблюдаются тесные сростания тетраэдрита с плагинитом, геокронитом, бурнонитом и т. д.

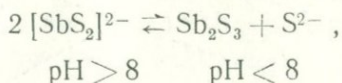
Таким образом, разбор парагенетических ассоциаций в данной системе в сущности заключается в выяснении возможностей парагенезиса:

- 1) антимонита с сульфоантимонитами свинца и меди;
- 2) халькозина с сульфоантимонитами свинца и меди;
- 3) галенита с сульфоантимонитами свинца и меди;
- 4) антимонита с галенитом;
- 5) антимонита с халькозином;

6) галенита с халькозином.

Разберем их по порядку.

1. Парагенезис антимонита с сульфоантимонитами с теоретической точки зрения невозможен. Причина кроется в амфотерности сурьмы, которая в зависимости от pH среды может фигурировать то как катион (в антимоните), то как комплексный анион (в сульфоантимоните). В частности, наличие антимонита в отдельной стадии минерализации на месторождении объясняется неустойчивостью иона $[SbS_2]^-$ или $[SbS_3]^{3-}$ при pH ниже 8, чем и отклоняется всякая возможность сонахождения антимонита с сульфоантимонитами. Фактически здесь имеет место реакция



в которой равновесие сильно сминуто вправо.

2. Парагенезис халькозина с сульфоантимонитами невозможен вследствие того, что халькозин обычно образуется в условиях среды с повышенным кислородным потенциалом и пониженной концентрацией сульфид-иона [11]. Сульфоантимониты же образуются в резко восстановительной обстановке в условиях значительных концентраций сульфид-иона и быстро разлагаются при повышении кислородного потенциала среды.

3. Парагенезис галенита с сульфоантимонитами вполне возможен в силу основного характера сульфида свинца. Ассоциация галенита с сульфоантимонитами отмечена нами во всех рудных жилах, и во всех случаях он, как правило, замещен сульфоантимонитами, наблюдающимися в тесных сростаниях друг с другом. Более раннее выделение галенита одновременно с сульфоантимонитами хорошо объясняется теорией Кордесса [69], который основывает порядок выделения сульфидов в зависимости от упругости паров H_2S или S_2 над раствором и находит прямой параллелизм между временем кристаллизации сульфидов и величиной упругости паров. Структурные взаимоотношения галенита с суль-

фоантимонитами свидетельствуют о наличии определенного равновесия, достигнутого между ними.

4. Парагенезис галенита с антимонитом с теоретической точки зрения возможен: а) в условиях менее щелочной среды, когда анионы $[\text{SbS}_2]^-$ и $[\text{SbS}_3]^{3-}$ уже существовать не могут, а в растворах еще содержатся значительные количества свинца и б) если отложение антимонита происходило из очень низкотемпературных растворов значительно позже галенита.

Известны месторождения Массиак, Фрейсин и т. д., где наблюдается тесная ассоциация галенита с антимонитом.

То, что на Азатекском месторождении ассоциация галенита с антимонитом отсутствует, является лишь частным случаем. Широкий предел устойчивости сульфида свинца, а также наличие изоморфной примеси свинца в антимоните свидетельствует о том, что пространственное обособление галенита и антимонита здесь является лишь следствием, меж тем, как основная причина кроется в двойственной химической природе сурьмы. Если учесть, что сульфоантимониты свинца, которые отложились раньше антимонита, являются солями сильных кислот, способных активно реагировать со щелочными металлами и с наибольшей легкостью образовывать тиосоли, станет понятным, что при благоприятных физико-химических условиях весь свинец оказался связанным с тиокислотами в форме сульфосолей и лишь незначительная, еще оставшаяся в растворе его часть, после изменения pH среды вошла как изоморфная примесь в состав антимонита, чем и можно объяснить отсутствие галенита в одной ассоциации с антимонитом.

Парагенезисы антимонита с халькозином и халькозина с галенитом за неимением конкретных данных нами не рассматриваются.

Заканчивая анализ парагенетических ассоциаций минералов, следует остановиться на одной интересной особенности образования антимонитов.

В ряде месторождений как сульфоантимонитов, так и

сульфоарсенидов реально наблюдается больше минералов, чем это разрешено правилом фаз. Последние обычно объясняют более поздним привнесом сульфидов или Sb_2S_3 по сравнению с временем выделения галенита. Считают, что в случае сульфоантимонитов или сульфоарсенидов мы имеем дело не с равновесной системой с устойчивыми минералами, а с серией минералов, являющихся промежуточными продуктами химических реакций. Это явление наблюдается, например, на месторождении Морейн-Майн в штате Невада (США), где встречаются антимонит Sb_2S_3 , цинкениит $\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, джемсонит $2\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, плагионит $5\text{PbS} \cdot 4\text{Sb}_2\text{S}_3$, буланжерит $5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$, галенит PbS и бурнонит CuPbSbS_3 .

В Швейцарии, в Бинентале на месторождении Ленгебах наблюдается целая серия минералов $\text{PbS} - \text{As}_2\text{S}_3$; склероклаз $\text{PbS} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$, ратит $3\text{PbS} \cdot 2\text{As}_2\text{S}_3$, иорданит $4\text{PbS} \cdot 3\text{As}_2\text{S}_3$, дюфенуазит $3\text{PbS} \cdot 2\text{As}_2\text{S}_3$ и др. Бардер предполагает, что наблюдающиеся в настоящее время минералы образованы в результате переработки более старого предальпийского свинцового месторождения, в результате чего возник ряд непрерывных по составу сульфосолей свинца с различным количеством молекулы As_2S_3 до чистого аурипигмента включительно.

Но наряду с месторождениями подобного типа есть и ряд других, как например, месторождение в окрестностях Касапалки (Центральное Перу) и Азатекское месторождение, где совершенно отчетливо проявлена пространственная обособленность полиметаллической, сульфоантимонитовой и антимонитовой стадий минерализации.

Особый интерес представляет в этом отношении строение жилы № 2, описанной в главе III, где в направлении от лежащего бока к висячему расположены три тонкие полосы с резко выраженными зальбандами и с корками измененных пород, из коих в нижней развиты полиметаллы—галенит, сфалерит, пирит, в средней—сульфоантимониты, а в верхней—антимонит. Наличие резких зальбандов, а также всякое отсутствие воздействия сурьму содержащих растворов на

таленит полиметаллической жилы, заполняющей ту же самую трещину, свидетельствует о том, что не всегда избыточное, против правила фаз, количество минералов можно объяснить явлениями переработки и привноса.

По всей вероятности основная причина относительно большего количества минералов по сравнению с разрешенным правилом фаз объясняется в ряде случаев не более поздним привносом сурьмы, а несколько неверной трактовкой понятия „компонент“ в применении к правилу фаз.

Минералогическое правило фаз, предложенное Гольдшмидтом, основано, как известно, на законах физико-химического равновесия, приложимых к системам с реагирующими компонентами. В обычных хорошо разработанных методах физико-химического анализа компонентами являются металлы или молекулярные соединения в зависимости от того, является ли твердая фаза сплавом, силикатом и т. д. Эти молекулярные компоненты и металлы являются в сущности реальными компонентами, благодаря взаимодействию которых и образуется при определенных термодинамических условиях тот или иной сплав или силикат.

В гидротермальных растворах такими реальными компонентами являются не молекулярные соединения и металлы, а ионы, поскольку все вещества в гидротермальных растворах находятся в диссоциированном состоянии. Так, говорят не о концентрации воды H_2O , а о концентрации H^+ и OH^- —ионов, не о концентрации H_2S , а о концентрации H^+ , HS^- и S^{2-} ионов. Точно также мы не можем говорить о концентрации в растворах хлоридов или фторидов свинца и меди и т. д., поскольку все они являются легко растворимыми соединениями и диссоциируют на ионы Pb^{2+} , Cu^{2+} , Cl^- , F^- и т. д., мы говорим о концентрации хлор-иона, фтор-иона и т. д.

В результате взаимодействия тех или иных ионов, а не молекулярных соединений, образуется тот или иной минерал и все особенности процессов минералообразования в природе связаны именно с вопросами устойчивости, пре-

образования и реакционной способности ионов того или иного элемента.

В связи с этим при использовании молекулярных компонентов для графического изображения составов и толкования их парагенезисов требуется некоторая осторожность во время приложения к ним законов физ-химии, ибо не всегда число молекулярных компонентов и ионных, т. е. реальных компонентов совпадает друг с другом.

Поясним это на примере сульфоантимонитов свинца. Как известно, сульфоантимониты свинца представляют собой так называемые комплексные соединения высшего порядка, в которых химическая связь проявляется не между атомами, а между продуктами их взаимодействия. Исследования Бабко [1] показали, что в ходе типичных реакций комплексообразования обычно взаимодействуют два или более компонента, которые способны к самостоятельному существованию в растворе. Характерным при этом является то, что комплексная группа в растворе ведет себя как одна частица. В частности, в случае сульфоантимонитов свинца мы имеем два компонента, одним из которых является Pb^{2+} , а другим комплексный анион SbS_2^- или SbS_3^{3-} . Если учесть, что наряду с сульфоантимонитами образуются и такие простые сульфиды, как галенит и антимонит, станет ясным, что третьим компонентом может быть только ион S_2^{2-} , входящий в их состав и являющийся к тому же координирующим ионом при образовании сульфоантимонитов. В данном случае парагенезис галенита с плагионитом и геокронитом, или же семсеитом и буланжеритом, необъяснимый с точки зрения правила фаз при взятии за компоненты PbS и Sb_2S_3 (компонентов два, а минералов три), легко объясняется, если учесть, что реальными компонентами, способными к самостоятельному существованию в растворе, являются Pb^{2+} , SbS_3^{3-} или SbS_2^- и S_2^{2-} . В результате взаимодействия этих ионов и образуются сростания галенита с сульфоантимонитами.

Минералогическое правило фаз вполне применимо и в случае ассоциации галенита с сульфоантимонитами свинца и меди одновременно, ибо мы здесь фактически имеем дело с четырехкомпонентной системой, в которой компонентами являются Pb^{2+} , Cu^{2+} , SbS_2^- или SbS_3^{3-} и S^{2-} , допускающей возможность одновременного образования четырех минералов, что и наблюдается в некоторых случаях.

В заключение следует отметить, что основным фактором образования тех или иных соединений сурьмы, наряду с такими условиями, как наличие в растворах значительных количеств катионов щелочных металлов и концентрации ионов S^{2-} , является pH реакционной среды, в тесной зависимости от которой проявляются кислотно-основные свойства сурьмы. При pH выше 8 сурьма образует комплексные анионы с серой, давая начало тиосолями [30]. При pH ниже 8 сурьма фигурирует как катион, выделяясь в виде антимонита.

Геохимическая валентность сурьмы во всех ее соединениях в зоне гипогенного оруденения в основном равна 3+, что вполне увязывается со строением ее атомов и ее положением в периодической системе Менделеева.

IX

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Минералогический состав руд месторождения свидетельствует о сложности и многокомпонентности рудоносных растворов, содержащих наряду с такими ведущими элементами, как Pb, Sb, Cu, Zn, Fe, S, сыгравшими решающую роль в формировании руд, значительные количества Ag, Au, As, Bi, Cd, Ge, In, Sr, которые участвуют в форме изоморфной примеси в составе минералов и придают особое своеобразие месторождению. Уже простое перечисление указанных выше элементов свидетельствует о том, что в процессе минералообразования принимал участие весьма разнообразный по своим свойствам комплекс элементов. Здесь наряду с такими элементами периодической системы Менделеева, которые образуют как окислы, так и сульфиды, обладающие типичными основными свойствами (свинец, медь, серебро, кадмий), широким развитием пользуются элементы амфотерного характера—Sb, As, способные как к образованию тиосолей, так и окислов и сульфидов. пяти

Именно подобное сочетание амфотерных элементов со щелочными объясняет многие особенности процесса минералообразования и является как бы ключом для выяснения ряда закономерностей, наблюдающихся на месторождении.

Прежде чем перейти к ним, остановимся на краткой характеристике главных элементов, а также укажем

формы их существования в рудах различных стадий минерализации.

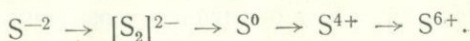
Сера — весьма интересный в геохимическом отношении элемент. Будучи аналогом кислорода в периодической системе Менделеева, она резко отличается по своим свойствам от последнего, что объясняется различиями электронных структур элементов, а также радиусов их ионов. Атом кислорода, как известно, легко присоединяет два электрона к внешнему слою, атомы же серы легко отдают все внешние электроны. У атома кислорода за внешним слоем, содержащим шесть электронов, следует слой, непосредственно прилегающий к ядру и состоящий из двух электронов. У атомов серы слои, находящиеся за внешним электронным слоем, состоят из восьми электронов и в этом отношении строение его сходно со строением селена и теллура, с которыми сера и образует весьма часто соединения.

Сульфид ион S^{2-} обладает большей склонностью к деформации, чем ион кислорода O^{2-} , и к образованию ковалентных связей. Сродство катионов с сульфид-ионами тем более выражено, чем легче поляризуются и поляризуют соответствующие катионы. В частности, этим объясняется прочность и малая растворимость сульфидов с многоэлектронными внешними оболочками. Этим же можно объяснить широкий предел устойчивости сфалерита и галенита, которые наблюдаются на месторождении во всех стадиях минерализации независимо от pH среды.

Этого мы не можем сказать о сульфоантимонитах, мгновенно реагирующих на pH среды. Последнее объясняется тем, что сера не только в соединениях различного а, но даже и в одном и том же соединении способна образовывать связи разного характера. В частности, в случае сульфоантимонитов связь серы с сурьмой, в основном направленная и ковалентная, следовательно и более прочная, чем связь со свинцом или медью, которая ненаправленная и в значительной степени ионная. Этим объясняется быст-

рое разложение сульфoантимонитов при изменении физико-химической обстановки минералообразования.

Другой характерной и важной геохимической особенностью серы является ее способность давать в зависимости от степени окисления ряд ионов различной валентности [11].



Из перечисленных ионов наиболее широким развитием при процессах минералообразования на месторождении пользовался ион S^{2-} и отчасти ион $[S_2]^{2-}$, участвующий при образовании пирита. В последних стадиях (баритовой и отчасти антимонитовой) минерализации значительную роль начинает играть ион S^{6+} , свидетельствующий об окислении минералообразующей среды.

Свинец — является типичным халькофильным элементом; наблюдается в форме самостоятельных минералов в первых двух стадиях минерализации. В первой стадии он представлен крупнокристаллическим галенитом, во второй стадии наблюдается как в форме галенита, так и в виде сложных сульфoантимонитов (плагинит, геокронит, буланжерит и т. д.). Способность свинца образовывать сульфосоли с сурьмой объясняется его слабыми поляризационными свойствами. В третьей и четвертой стадиях минерализации свинец образует изоморфную примесь в антимоните и барите в количестве до 0,01%. Содержание его в рудах по мере падения на глубину резко уменьшается.

Сурьма — является характерным элементом руд второй и третьей стадии минерализации.

В первой стадии минерализации сурьма встречается в виде изоморфной примеси в пирите и галените. Во второй стадии наблюдается в форме сложных сульфoантимонитов различного состава, а в третьей стадии минерализации — в виде антимонита.

Способность сурьмы образовывать соединения различного рода в зависимости от pH среды объясняется ее двойственной химической природой. Являясь элементом пятой

группы таблицы Менделеева, сурьма фигурирует во всех сернистых соединениях независимо от их типа в валентности +3, что объясняется строением ее атомов, имеющих на внешней р-орбите три неспаренных электрона. Несомненно, сурьма может иметь и валентность +5, но для возбуждения этой валентности нужен отрыв одного спаренного электрона от следующей орбиты, на что необходимо затратить энергии не менее, чем энергия первого потенциала ионизации, которая в электрон-вольтах для сурьмы равна 8,35 [35] и на что неспособна сера, вступающая в соединения с сурьмой, в силу своих слабо выраженных ионизационных свойств.

Содержание сурьмы по мере падения на глубину резко понижается.

Железо является характерным элементом руд всех стадий минерализации рассматриваемого месторождения. Представлено как отдельными минералами (пирит, лимонит), так и в виде изоморфной примеси в количестве от 0,1 до целых процентов в сфалерите, антимоните, буланжерите, бурноните и других минералах.

Цинк в рудах месторождения пользуется повсеместным, но относительно малым распространением. Наблюдается в форме сфалерита. Составляет изоморфную примесь в количестве от 0,01 до 0,1% и более в галените и антимоните. По мере протяжения на глубину содержание цинка в рудах так же, как и свинца и сурьмы, резко понижается.

Серебро встречено в виде изоморфных примесей в галените, антимоните и сульфосолях. Наблюдается также в виде самостоятельного минерала пираргирита в небольшом количестве в тесных сростаниях с сульфоантимонитами. Интересно, что по мере протяжения на глубину содержание серебра в рудах повышается.

Золото. На изученном месторождении золото наблюдается в самородном виде в рудах сульфоантимонитовой стадии минерализации. По мере протяжения на глубину количество золота в рудах увеличивается. Весьма вероятно, что повышенное содержание серебра в нижних горизонтах

месторождения находится в прямой зависимости от содержания золота, содержащего серебро в виде изоморфной примеси.

Медь в виде самостоятельных минералов бурнонита и в значительной степени в форме халькопирита распространена в рудах сульфoантимонитовой стадии минерализации. В основном же образует изоморфную примесь в количестве 0,1—4% в антимоните, сульфoантимонитах и в пирите.

Ртуть проявляется в сульфoантимонитовой стадии минерализации. Образует изоморфную примесь в количестве до 0,1 и более процентов в блеклой руде, сульфосолях и антимоните.

Мышьяк образует изоморфную примесь в минералах антимонитовой и сульфoантимонитовой стадий минерализации (антимонит, буланжерит, плагионит, тетраэдрит, семсеит и т. д.). Характерна сильная мышьяковистость пиритов этих стадий минерализации в отличие от пирита первой стадии минерализации, где содержание мышьяка не превышает 0,001%.

Висмут образует изоморфную примесь в галенитах, сульфoантимонитах и антимоните в количестве 0,01—0,001%. Особенно значительно содержание висмута в плагионите.

Галлий самостоятельных минералов не образует. В виде изоморфной примеси в количестве 0,01 и 0,1% отмечен в сфалеритах всех стадий минерализации.

Германий встречается в форме изоморфной примеси в количестве 0,001% в сфалеритах сульфoантимонитовой и антимонитовой стадий минерализации. В сфалеритах первой стадии минерализации германий отсутствует.

Индий образует изоморфную примесь в количестве 0,01% в сфалеритах всех стадий минерализации.

Кадмий в количестве 0,1% определен в сфалеритах всех стадий минерализации.

Стронций определен в виде изоморфной примеси в количестве 0,01% в барите. В продуктах остальных стадий минерализации стронций отсутствует.

Барий наблюдается в форме хорошо образованных кристаллов барита, завершающего процесс рудообразования. В виде изоморфной примеси в количестве 0,01% обнаружен в галените и в сульфоантимонитах, является главным элементом четвертой стадии минерализации, где он наблюдается в форме минерала—барита.

Заканчивая обзор геохимических особенностей некоторых элементов, следует отметить, что с геохимической точки зрения Азатекское месторождение характеризуется преобладанием свинца над цинком, обилием сурьмы в форме сложных антимонитов и антимонита, повышенной серебристостью руд и присутствием рассеянных элементов, что значительно затрудняет методику обогащения руд.

С экономической точки зрения месторождение следует рассматривать как комплексное свинцово-сурьмяное с кондиционным содержанием золота и серебра. Такой подход к месторождению тем более необходим, ибо перспективы его не ограничиваются количеством запасов, подсчитанных по девяти разведанным жилам, а значительно шире, о чем будет сказано ниже.

X

СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА РАСТВОРОВ

Как отмечено выше, наблюдения над строением рудных тел в забоях и текстурные особенности руд позволяют выделить на месторождении следующие четыре стадии минерализации.

Первая стадия, пользующаяся на месторождении повсеместным, но слабо выраженным развитием, представлена маломощными кварц-пиритовыми прожилками с сфалеритом и галенитом, приуроченным к наиболее ранним в пределах рудного поля трещинам.

Вторая стадия—сульфоантимонитовая, характеризуется наибольшей интенсивностью оруденения. Рудные жилы в основном приурочены к крутопадающим трещинам разрывного характера. Наряду с сульфоантимонитами свинца (буланжерит, плагионит, геокронит, семсеит) значительным развитием здесь пользуются также галенит, блеклая руда, сфалерит, пирит. Главным жильным минералом является халцедоноподобный кварц; в подчиненном количестве развиты карбонаты.

Третья стадия минерализации представлена жилами грбенчатого кварца с крупнокристаллическим антимонитом и подчиненным количеством сфалерита и пирита.

Четвертая стадия минерализации имеет сравнительно

слабое и весьма неравномерное развитие. Представлена она в основном баритом, выполняющим повторно приоткрывшиеся трещины и нередко цементирующим первичную руду. Тем не менее не исключена возможность, что часть барита могла быть отложена одновременно с антимонитом.

Анализ парагенетических ассоциаций минералов в указанных стадиях минерализации совершенно ясно свидетельствует об изменении характера рудоносных растворов во времени и пространстве.

Так, в первой стадии минерализации наряду с железом и цинком значительное место занимает свинец. Из элементов примесей следует отметить наличие $\text{Sb}—0,0\text{n}^0/\text{o}$, $\text{As}—0,0\text{n}^0/\text{o}$, $\text{Ga}—0,00\text{n}^0/\text{o}$, $\text{In}—0,00\text{n}^0/\text{o}$, $\text{Cu}—0,00\text{n}^0/\text{o}$, $\text{Cd}—0,0\text{n}^0/\text{o}$, $\text{Ag}—0,00\text{n}—1^0/\text{o}$. Во второй стадии минерализации превалируют свинец и сурьма, значительное место занимает железо и цинк. Из элементов примесей следует отметить наличие As от сотых долей до целых $^0/\text{o}$, германия $0,0\text{n}^0/\text{o}$ и Bi, $0,0\text{n}—0,0\text{n}^0/\text{o}$, которые отсутствовали в рудах первой стадии минерализации. Наряду с ними встречаются также Ag от сотых до целых процентов и Ga, In, Cd, которые наблюдаются в тех же количествах, что и в первой стадии минерализации.

В третьей стадии минерализации главным рудообразующим минералом является сурьма, подчиненное значение имеют железо и цинк. В виде элементов примесей наблюдаются $\text{Pb}—0,0\text{n}^0/\text{o}$, мышьяк, серебро и медь.

Параллельно изменению концентрации основных компонентов минералообразования изменяется и характер растворов. Если в начальных стадиях рудообразования растворы были щелочными с pH выше 8, то в кварц-антимонитовой стадии pH раствора снижается ниже 7, ибо, как показали данные эксперимента, антимонит так же, как и киноварь, способен выделяться из щелочных растворов, содержащих сульфид-ион, при их окислении. К аналогичному выводу можно прийти, учитывая, что при pH, равным 8 и выше, антимонит растворяется в щелочных растворах, содержащих

сульфид-ионы, давая начало тиосолям, что, как отмечено выше, связано с амфотерностью ряда сурьмяных соединений.

Наличие слабо выраженной баритовой стадии минерализации, завершающей процесс рудообразования на месторождении, также подтверждает правильность наших выводов об изменении характера раствора от щелочных к кислым, ибо, как известно, барит является индикатором кислой среды.

В связи со сказанным выше интересно остановиться на режиме серы в течение процесса рудообразования. Эксперименты Н. С. Лисецкой показали, что образование сульфоантимонитов находится в прямой зависимости от концентрации ионов S^{2-} и равно примерно $\sqrt{p}$, если через „ p “ мы отметим концентрацию ионов серы в растворе.

В свою очередь образование иона S^{2-} обратно пропорционально температуре и прямо пропорционально концентрации ионов OH^- , являющихся продуктом электрической диссоциации воды, т. е. чем выше рН среды, тем больше возможность образования ионов S^{2-} . Исходя из этого, мы можем заключить, что наибольшая концентрация иона S^{2-} имела место в сульфоантимонитовой стадии минерализации.

Что касается последующей антимонитовой стадии минерализации, то здесь окисление среды и ассоциация антимонита с баритом явно свидетельствуют о понижении концентрации ионов S^{2-} , часть которой окисляется до иона $(SO_4)^{2-}$.

Дальнейшее понижение рН среды, которое наблюдается в последней—баритовой стадии минерализации, способствует полнейшему окислению ионов S^{2-} в ионы $(SO_4)^{2-}$, где сера представлена положительным шестивалентным ионом.

XI

ГЕНЕЗИС И ПЕРСПЕКТИВЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При рассмотрении генезиса месторождения следует прежде всего отметить, что месторождения, подобные Азатекскому, довольно редки. В большинстве случаев они приурочены к специфическим сурьмяным провинциям и рассматриваются в тесной генетической связи с последними. Так, месторождения Нагольного Кряжа генетически связывают с сурьмяно-ртутными месторождениями Никитовки, Ляканское месторождение рассматривают в тесной генетической связи с Хайдарканским (которое в свою очередь, согласно В. Э. Пояркову находится в генетической связи с полиметаллическими рудами Шорбулаха). В других относительно более редких случаях они обнаруживают непосредственную связь с месторождениями более глубоких зон. Так, в Касапалке (Центральное Перу) наблюдается резко выраженная горизонтальная зональность, характеризующаяся тем, что лептотермальные руды, представленные главным образом пиритом, сфалеритом с незначительным количеством галенита и тетраэдрита, сменяются более низкотемпературными рудами промежуточного состава, в которых пирит является уже подчиненным минералом, а преимущественное развитие имеют тетраэдрит, сфалерит, галенит и буланжерит. Наконец, руды промежуточного состава усту-

пают место антимониту, характеризующему минерализацию эпitherмальной зоны и имеющему наибольшее развитие в периферических зонах месторождения.

Аналогичную картину мы имеем и на Азатекском месторождении, где совершенно отчетливо наблюдается пространственная обособленность полиметаллической, сульфoантимонитовой и ангимонитовой стадий минерализации.

Геохимическим доказательством генетической общности Азатекского месторождения с остальными полиметаллическими месторождениями Айонцзорского рудного района служит наличие в рудах последних малых количеств буланжерита, тетраэдрита, а из элементов Sb, As, Bi, Hg, Ba, Sr и т. д.

Детальные металлогенические исследования И. Г. Макакьяна, а также работы Г. О. Григоряна показали, что полиметаллическое оруденение Южной Армении развивается совершенно закономерно на фоне широко распространенных здесь медно-молибденовых и медного (колчеданного) типов минерализации, представляя собой определенный этап развития сложного процесса рудообразования. Важно при этом то, что в пространстве и во времени концентрации свинца и цинка обособляются от других металлов и оказываются приуроченными обычно к верхним горизонтам или к периферии рудных полей с медно-молибденовым или колчеданным оруденением, контролируясь более поздними структурами и как бы накладываясь на руды меди и молибдена.

Аналогичное явление мы имеем и в отношении свинцово-сурьмяных руд, которые, представляя собой завершающий этап процесса рудообразования в Айонцзорской полиметаллической провинции, пространственно обособлены от полиметаллических руд и приурочены к наиболее поздним структурам.

Тесная пространственная связь перечисленных выше типов руд с определенными фациями и фазами интрузивов миоценового возраста свидетельствует о существовании определенной взаимосвязи тектоники, магматизма и металло-

тении. Так, медно-молибденовые руды, генетически тесно связанные с гранитоидами гипабиссальной (переходной к абиссальной) фации, приурочены к местам воздымания оси крупного Зангезурского антиклиналя (в его пределах находятся Зангезурский и Айоцдзорский районы), где широко развиты палеозойские толщи, между тем, как полиметаллические и свинцово-сурьмяные руды, тесно связанные с гипабиссальной (переходной к субвулканической) фации гранитоидов, представлены проявлениями малых интрузий пестрого состава, приуроченных к местам погружения оси антиклиналя с широким развитием эоценовых отложений.

Касаясь непосредственно условий образования Азатекского месторождения, следует отметить, что гидротермальная деятельность на участке месторождения началась непосредственно после формирования антиклинальной структуры второго порядка и внедрения Каялинского интрузива с его даечным комплексом.

Начало рудоотложения совпадает со временем образования трещин отдельностей и разрыва внутри интрузива, что имело место в результате остывания интрузивного массива и воздействия последующих тектонических движений. Трещины эти были выполнены халькопиритом, пиритом, галенитом и сфалеритом (изредка молибденитом—Каялу). Дальнейшие тектонические движения привели к формированию трещин юго-западного направления, выполненных сульфoантимонитовыми рудами, сменяющимися по мере развития трещиноватости в северо-восточном направлении антимонитовыми рудами.

Таким образом, намечается определенная закономерность между развитием трещиноватости в пространстве и изменением характера растворов во времени.

Характерно то, что в процессе формирования и заполнения трещин той или иной системы наблюдаются повторные приоткрытия уже ранее выполненных трещин с образованием жил полосчатого строения, или же дробление первоначально отложенного вещества с образованием брекчие-

видных текстур. Огмеченное особенно характерно для баритовой стадии минерализации, завершающей процесс рудоотложения на месторождении. Приуроченность оруденения к антиклинальной структуре, а в последней—к трещинам разрыва и плоскостям напластования различных пород, слагающих эту структуру, при почти полном отсутствии метасоматических явлений и слабом изменении боковых пород в непосредственных контактах с жилами (серицитизация, каолинизация, эпидотизация, окварцевание) свидетельствуют о том, что основным в локализации оруденения на данном месторождении являлся структурный фактор.

Весьма сложные по составу металлоносные растворы, содержащие большое количество легко подвижных компонентов и циркулирующие на значительных расстояниях от магматического очага, способны были проникать не только в зоны ослабления с сопряженными с ними системами трещин разрыва, но и в тончайшие трещины в породах вулканогенно-осадочной толщи и образовывать жилы и тонкие прожилки. Совокупность минералов, слагающих руды месторождения, дает основание полагать, что начальная температура металлоносных растворов была порядка $300\text{--}400^\circ$ в сульфoантимонитовой стадии, порядка $100\text{--}200^\circ$ в антимонитовой и еще ниже в баритовой стадиях минерализации. Об этом свидетельствуют экспериментальные исследования С. Робинсона, синтезировавшего сульфoантимониты свинца из щелочных растворов при температуре $475\text{--}200^\circ$ и давлении 2200 бар.

В. И. Вернадский предполагает для образования сульфoантимонитов температуру порядка $300\text{--}600^\circ$.

Что касается глубин формирования месторождения, то непосредственных данных у нас нет. Однако, учитывая, что месторождение приурочено как к экзо- так и эндоконтакту Каялинской интрузии (Коярченский массив), глубина формирования которой, по аналогии с остальными интрузиями района, принята порядка $2\text{--}3$ км, можно говорить об относительно небольших глубинах образования месторождения,

о чем свидетельствует также широкое развитие, наряду с кристаллическими, колломорфных структур и невыдержанность оруденения на глубину.

Приведенные выше факты позволяют отнести Азатекское месторождение к средне-низкотемпературным, сформированным в условиях близким к малым глубинам.

В связи с такой трактовкой генезиса месторождения небезынтересно рассмотреть его перспективы.

В результате разведочных работ, проведенных АрмГУ за период 1951—1955 гг., месторождение было отнесено к категории не представляющего промышленного интереса, и дальнейшая разведка его приостановлена.

В процессе разведочных работ из общего числа более чем 40 жил сравнительно детально было изучено лишь 8 жил, которые представляют промышленный интерес. Характерным является то, что при разведке месторождения особое внимание было уделено глубоким горизонтам и без всякого внимания были оставлены фланги, являющиеся, на наш взгляд, наиболее перспективными для месторождений подобного типа. Результаты бурения скважин дали основания заключить, что нижние горизонты являются бесперспективными, в связи с чем работа на месторождении приостановлена. Последующие работы, проведенные в 1956 г. в окрестностях месторождения геологами, АрмГУ А. А. Асатрянном и К. М. Сагателяном, показали, что участок месторождения не только детально не разведан, но даже детально не исследован в целях поисков новых жил. Доказательством является факт обнаруживания указанными геологами около двадцати новых кварц-антимонитовых жил в северо-восточной части месторождения (Шишкаинский участок), которые представляют, по предварительным данным, определенный интерес и нуждаются в разведке.

Если учесть к тому же, что не менее перспективная зона тянется от юго-западной части месторождения (район шт. № 17) до селения Кабахлу, где в полосе широко развитых гидротермально измененных пород нами совместно с геоло-

гом А. А. Асатрянном еще в 1951 г. были обнаружены следы свинцово-сурьмяного оруденения, можно с уверенностью говорить, что перспективы месторождения значительно шире, чем это предполагается на сегодняшний день, и окрестности месторождения, безусловно, представляют определенный интерес для поисков сурьмяных и свинцово-сурьмяных руд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в предыдущих главах фактический материал и его обобщение позволяют наметить следующие основные выводы.

1. Рудовмещающими породами Азатекского месторождения являются вулканогенно-осадочные отложения среднего эоцена (туфопесчаники, туффиты, туфоконгломераты, порфириты), смятые в небольшую антиклинальную складку северо-западного простирания, а также интрузивные породы сиенито-диоритового состава, обнажающиеся в северо-западной части месторождения.

2. В морфологическом отношении наиболее характерным для месторождения является жильный тип оруденения, в котором по условиям залегания выделяются пластовые и секущие жилы. По своему типу жилы приближаются к сложным, представляя собой зачастую то брекчированные зоны оруденения с многочисленными обломками окварцованных и каолинизированных пород, то прожилковые зоны с многочисленными тонкими прожилками, проникающими в породу самым прихотливым образом.

3. Строение и текстурно-структурные особенности рудных тел находятся в тесной зависимости от тектонического режима участка месторождения и тех физико-химических условий, при которых происходило отложение руд.

На месторождении намечаются: горизонтальная зональность, выраженная в пространственном обособлении руд различных стадий минерализации и вертикальная зональность, относящаяся непосредственно к строению рудных тел, в которых по мере протяжения на глубину намечается тенденция к обогащению нижних горизонтов Au и Ag, при понижении в рудах содержания Pb, Sb, Zn.

Строение рудных тел типично поясовое. В одном случае это строение обусловлено ритмическими изменениями концентрации растворов в пределах одной стадии минерализации, по мере раскрытия трещины в ширину. В других случаях поясовое строение обусловлено наложением последующих стадий минерализации на первую, вследствие повторного приоткрытия одной и той же трещины. Среди текстур руд преобладают полосчатые, брекчиевидные, текстуры пересечения и т. д.

Среди структур широким развитием пользуются необычайно тонкие мирмекитовые срастания, наряду с которыми развиты также катакластические, структуры перекристаллизации и другие.

4. Характерной особенностью руд месторождения является их принадлежность к двум различным семействам: полиметаллическому и сурьмяно-ртутному, что объясняется своеобразием месторождения, представляющего собой переходный тип от мезотермальных полиметаллических к эпitherмальным сурьмяно-ртутным.

Первый тип руд—свинцово-сурьмяный, тесно связанный с полиметаллическими, представлен жилами кварца и халцедона с сульфoантимонитами свинца: буланжеритом, плагионитом и т. д., а также пиритом и сфалеритом.

Второй тип руд представлен антимонитом, сфалеритом и пиритом, которые ассоциируют с гребенчатым кварцем.

5. На основе детальных микроскопических исследований, подтвержденных данными спектральных, рентгенометрических и отчасти химических анализов, на месторождении определены следующие минералы: нерудные—кварц,

барит, кальцит, сидерит, анкерит: рудные минералы—гипогенные: антимонит, буланжерит, плагионит, геокронит, семсеит, бурнонит, блеклая руда, галенит, сфалерит, пирит, марказит, арсенопирит, самородное золото, пираргирит, халькопирит, аурипигмент; гипергенные: лимонит, сурьмяные охры, церуссит, малахит, азурит, ковеллин, гипс.

6. Характерной геохимической особенностью руд месторождения является наличие в них таких ведущих элементов, как Pb, Sb, Fe, Zn, S с подчиненным значением Ag, Bi, Hg, As, Cu, Cd, In и др., участвующих в форме изоморфной примеси в составе ряда минералов и придающих особое своеобразие месторождению.

7. Согласно теории минерального парагенезиса, разработанной Д. С. Коржинским и А. Г. Бетехтиным, на месторождении выделяются следующие три парагенетические ассоциации рудных минералов:

- 1) пирит-галенит-сфалерит;
- 2) сульфоантимониты-галенит-блеклая руда-пирит-сфалерит;
- 3) антимонит-пирит-сфалерит.

Из них особый интерес представляет второй парагенезис, дающий наибольшее разнообразие различных минеральных сочетаний в жилах.

Последнее объясняется различной концентрацией подвижных компонентов в трещине и около нее, способствующей появлению так называемой „гидротермальной дифференциации“ жил, сказавшейся в образовании буланжерита. в одних жилах, плагионита и геокронита в других и т. д. Общность физико-химических условий образования сульфоантимонитов, доказанная экспериментом, а также однотипность химических соединений позволяют относить их к единой парагенетической ассоциации независимо от многообразия минеральных ассоциаций в рудных жилах.

8. Анализ парагенетических ассоциаций в системе $PbS-Sb_2S_3$ показал возможность парагенезиса сульфоантимонитов свинца и меди друг с другом, а также с галенитом.

Что касается ассоциации сульфoантимонитов свинца и меди с антимонитом и халькозином, то последнее невозможно в силу разных условий их образования. Основным фактором образования той или иной равновесной ассоциации в данной системе, помимо наличия в растворах значительных концентраций сурьмы, свинца, меди и ионов S^{2-} , является pH реакционной среды, в тесной зависимости от которой проявляются кислотно-основные свойства сурьмы. При pH выше 8 сурьма фигурирует как комплексный анион, образуя сульфoантимониты, при pH ниже 8 сурьма фигурирует как катион, например, в антимоните. Геохимическая валентность сурьмы во всех минералах зоны гипогенного оруденения в основном равна $3+$, что определяется ее положением в периодической системе и строением ее атомов.

9. Реальными компонентами при процессах минералообразования в гидротермальных растворах являются не молекулярные соединения, а ионы. Последнее объясняется тем, что в растворах все вещества находятся в диссоциированном состоянии. Так говорят не о концентрации H_2S , а о концентрации H^+ , HS^- и S^{2-} , ионов, не о концентрации воды $-H_2O$, а о концентрации H^+ и OH^- ионов и т. д.

В связи с этим при использовании молекулярных компонентов для графического изображения составов и толкования их парагенезисов требуется определенная осторожность в приложении к ним законов физ-химии, ибо не всегда число молекулярных компонентов и ионных, т. е. реальных компонентов совпадает друг с другом.

10. Избыточное против правила фаз число минералов в рудах с сульфoантимонитами не всегда можно объяснить более поздним привнесом сурьмы и соответствующей переработкой свинцовых минералов. В ряде случаев, как и в случае с Азатекским месторождением, мы действительно имеем дело с равновесными ассоциациями минералов, и несоответствие правилу фаз объясняется неправильной трактовкой понятия „компонент“. В частности, ассоциацию галенита с плагионитом и геокронитом объяснить с точки зре-

ния правила фаз, принимая за компоненты PbS и Sb_2S_3 , невозможно, так как при таком подходе возникает явное противоречие (компонентов два, а число совместно образованных минералов—три).

Если же учесть, что реальными компонентами в случае антимонитов свинца являются Pb^{2+} и $[SbS_2]^-$ или $[SbS_3]^{3-}$ (как показали исследования Бабко в области комплексообразования), то станет ясным, что в случае ассоциации их с галенитом мы имеем трехкомпонентную систему, в которой компонентами являются Pb^{2+} , $[SbS_2]^-$ или $[SbS_3]^{3-}$ и S^{2-} . В связи с этим, согласно правилу фаз, наблюдаются сростания трех минералов.

11. Наблюдения над строением рудных тел, а также текстурные особенности руд позволяют выделить на месторождении следующие четыре стадии минерализации:

- 1) кварц-пирит-сфалерит-галенитовую;
- 2) сульфоантимонитовую с галенитом, пиритом, сфалеритом и т. д. и халцедоноподобным кварцем;
- 3) кварц-антимонитовую с подчиненным количеством пирита и сфалерита и
- 4) баритовую.

На протяжении последовательного развития указанных стадий минерализации наблюдаются как изменения pH среды, так и концентрации S^{2-} ионов.

В начальных стадиях характер растворов щелочной, в конечных—кислый. В начальных стадиях концентрация S^{2-} в растворах весьма значительна, в конечных она уменьшается, усугубля место аниону SO_4^{2-} .

12. Пространственная связь месторождения с интрузиями средних малых глубин, совокупность рудных минералов и характер околорудного изменения (серицитизация, каолинизация, огипсование) позволяют отнести месторождение к средне-низкотемпературным месторождениям, сформированным на относительно небольших глубинах.

13. Обнаружение за последние годы сотрудниками АрмГУ целого ряда новых жил (около 20) на Шишкаинском

участке Азатекского месторождения, а также наличие гидротермально измененной зоны со следами сурьмяно-свинцового оруденения к юго-западу от месторождения в сторону селения Кабахлу, позволяет говорить о перспективности рудного поля Азатекского месторождения.



Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабко А. Е. Физико-химический анализ комплексных соединений. Киев, Изд. АН УССР, 1955.
2. Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд. АН СССР, 1947.
3. Белов Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов. Сб. "Вопросы петрографии и минералогии", 2, М., Изд. АН СССР, 1953.
4. Берг А. Трещинная тектоника и выполнение жил. Перевод с иностран., 1932.
5. Бетехтин А. О минералогии. "Изв. АН СССР", сер. геол., № 6, 1945.
6. Бетехтин А. Е. Понятие о парагенезисе минералов. "Изв. АН СССР", сер. геол. № 2, 1945.
7. Бетехтин А. Е. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения в рудах. "Изв. АН СССР", сер. геол. № 3, 1949.
8. Бетехтин А. Е. Явления разложения рудных минералов под влиянием изменения режима серы и кислорода в растворах. Труды Феодоров. научн. сессии, 1949.
9. Бетехтин А. Е. Об основном законе геохимии. "Изв. АН СССР", сер. геол. № 3, 1952.
10. Бетехтин А. Е. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Книга "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях", М., Изд. АН СССР, 1955.
11. Бетехтин А. Е. Текстуры и структуры руд. "Изв. АН СССР". № 1, 2, 1937.
12. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. ВМО, ч. 80, вып. 2, 1951.

13. Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. „Изв. АН СССР“, сер. геол., № 6, 1948.
14. Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. „Изв. АН СССР“, сер. геол. № 1, 1949.
15. Гольдшмидт В. М. Три доклада по геохимии. Ученые зап. (Пермского Гос. ун-та), приложение к т. II, 1937.
16. Гольдшмидт В. М. Законы ассоциации минералов с точки зрения правила фаз. Сб. Основные идеи геохимии, вып. I, Л., Госхимтехиздат, 1933.
17. Григорян Г. О. Пример взаимоисключения галенита и антимонита в пределах одного этапа минерализации. „Изв. АН АрмССР“, сер. естеств. и тех. наук, т. 8, № 3, 1955.
18. Герасимов Я. И., Крестовников А. Химическая термодинамика в цветной металлургии. М., Металлургиздат, 1934.
19. Дракин С. И., Якушевский Н. А. Термохимические свойства ионов в водном растворе, Журнал физической химии, т. 27, вып. II.
20. Грейтон Н. Природа рудообразующего флюида. М.—Л., Госгеоллиздат, 1946.
21. Еременко П. И. Термодинамическая характеристика жидких растворов свинец-сурьма. Укр. хим. журнал, в. 2, 1952.
22. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геологии АН СССР, в. 2, 1940.
23. Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрешином метаморфизме и жилы. Зап. ВМО, ч. 75, № 4, 1946.
24. Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. „Изв. АН СССР“, сер. геол. № 1, 1936.
25. Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Мин. общества, ч. 71, № 84, 1942.
26. Королев. А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. „Изв. АН СССР“, сер. геол. № 1, 1949.
27. Котляр В. Н. Геологический очерк Восточной части Даралагёзского уезда АрмССР (Бассейн верхнего течения р. Вост. Арпачай). Геол. комитет., вып. 136, 1930.
28. Кржечковский А. В. Геологический очерк Западной части Даралагёзского уезда (Бассейн среднего течения Восточн. Арпачай). Геол. комитет, вып. 136, 1930.
29. Латимер В. Н. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водной среде. М., Изд. иностр. лит., 1930.
30. Лисецкая Г. П. Изучение тиосолей олова, сурьмы и мышьяка. Канд. дисс., Киев, 1954.

31. *Логинов В. Н.* „Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения“. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., в. 134, 1951.
32. *Лебедев В. И.* Несколько замечаний о геохимии как науке. „Изв. АН СССР“, сер. геол., 1953, № 3.
33. *Лебедев В. И.* О правильном и неправильном понимании энергии кристаллической решетки. Вестник Ленинградского ун-та, № 10, 1952.
34. *Лебедев В. И.* Минералогическое правило объемов и энергии химической связи. ДАН СССР, т. 63, № 4, 1948.
35. *Лебедев В. И.* О причинах образования одними элементами соединений с кислородом, другими с серой. Вестник Ленинградского ун-та, № 10, 1951.
36. *Магакьян И. Г.* Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО, ч. 69, № 4, 1950.
37. *Мезон Б.* Окисление и восстановление в геохимии. Сб. „Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии“. Изд. иностр. лит., 1950.
38. *Радкевич Е. А.* Генетические типы касситеритово-сульфидных месторождений. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 134, сер. рудн. м-ний, № 15, 1951.
39. *Радкевич Е. А.* Ляканское полиметаллическое м-ние в Южной Фергане и его генезис. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 121, № 11, 1944.
40. *Сауков А. А.* Геохимия ртути. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, мин. геох. серия, № 17, 1946.
41. *Сауков А. А.* Проблемы минералогии и геохимии. Вестник АН СССР, № 7, 1954.
42. *Смирнов С. С.* Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. Всесоюз. геол. разв. общ., 1934.
43. *Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений. „Изв. АН СССР“, сер. геол., № 6, 1937.
44. *Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. „Изв. АН СССР“, сер. геол. № 8, 1946.
45. *Смирнов С. С.* О современном состоянии теории магматогенных рудных месторождений. Зап. ВМО, ч. XXV, № 1.
46. *Сырина Н. И., Дяткина Е. А.* Химическая связь и строение молскул. М., Изд. АН СССР, 1946.
47. *Сперанский С.* О твердых растворах, образуемых двумя компонентами. М., 1904.
48. *Стругацкая Е. И., Смирнов.* Окислительно-восстановительные процессы. М., Изд. АН СССР, 1948.
49. *Скрейнемакерс Ф. А.* Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. М., Изд. иностран. лит., 1948.

50. Чухров Ф. В. О возможной роли аэрозолей, гидрозолей и гидрогелей в магматогенном рудообразовании, „Изв. АН СССР“, сер. геол., № 6, 1950.
51. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд. АН СССР, 1953.
52. Щербина В. В. Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенезиса минералов. ДАН СССР, № 7, 27, 1940.
53. Щербина В. В. Парагенезис гипергенных минералов в зависимости от степени окисления. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 39. Мин. геохим. серия, № 8, 1940.
54. Щербина В. В. Гидротермальный синтез сульфидов, селенидов и теллуридов. Тр. третьего совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. М.—Л., 1940.
55. Фридман Я. Д. О современных электронно-ионных теориях окисления-восстановления. Тр. ин-та химии АН Киргизской ССР, вып. 6, 1955.
56. Ферсман. Геохимия, Т. II. Изд. АН СССР. 1953.
57. Якугин А. А. Геологическое строение и некоторые вопросы минерализации Нагольного Кряжа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 65, серия рудных м-ий, № 14, 1952.
58. Эванс Р. Введение в кристаллохимию. М.—Л., Изд. иностран. лит. 1948.
59. Berry L. G. Moddle D. A. Studies of mineral Sulphosalts. Boulangerite and „epiboulangerite“. University Toronto Stud. Geol. ser. 44 1940.
60. Edwards A. B. Textures of the minerals Telbourne. 185, 1947.
61. Nuffield E. W., Peacock T. A. Studies of mineral sulphosalts: VIII, Plagionite and semseyite Univ. Toronto stud. Geol. ser. 49, 1945.
62. Ramdor P. The erzminerale und ihre verwachsungen Berlin, 1955.
63. Robinson S. G. Studies of mineral sulphosalts: XIV artificial sulphoantimonites of lead. Unid. Univ Toronto Study Geol. ser 52, 1948.
64. Robinson S. G. Sintesis of lead sulphoantimonites Economic Geology, 33, № 4, 1948.
65. Harcourt G. A. Tables for the identification of minerals by x-ray powder patterns American mineralogist. 27, 1942.
66. Kordés E. Die Beziehungen zwischen den dissoziationsdampfdrücken von sulfiden und ihrer Ausscheidungsfolge auf magmatogen Erzlagerstätten Min. Petr. mitt, 46, 114, 1935.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
I. Общее геологическое строение района месторождения . . .	9
II. Краткая геолого-петрографическая характеристика рудного поля Азатекского месторождения	16
III. Морфология рудных тел	25
IV. Типы руд	28
V. Строение рудных тел и текстурные особенности руд	32
VI. Структурные особенности руд	58
VII. Описание минералов	67
А) Рудные минералы	68
Б) Нерудные минералы	82
VIII. О парагенезисе рудных минералов	84
IX. Геохимические особенности руд	96
X. Стадии минерализации и некоторые особенности химизма ра- створов	102
XI. Генезис и перспективы месторождения	105
XII. Заключение	111
Литература	117

ЭММА АШОТОВНА САГАТЕЛЯН

Минералогия свинцово-сурьмяных руд
Азатекского месторождения
Армянской ССР



Отв. редактор Э. А. Хачатрян
Редактор издательства А. А. Вартанесова
Переплет художника К. Г. Ютунджяна
Технич. редактор П. А. Сароян
Корректор М. Т. Дальвадянц

Сдано в производство 9/II 1961 г. Подписано к печати 18/V 1961 г.
ВФ 00503, Заказ 59, изд. 1936, РИСО 623. тираж 500
печ. л. 7,63, изд. 5,59 л. Бумага 60,92¹/₁₆. Цена 40 коп.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, Ереван,
ул. Барекамутян, 24

Цена 40 к.

12923