

Э. А. ХАЧАТУРЯН

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И ГЕНЕЗИС РУД
КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРВАН

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ԿՈԼԶԵԴԻԱՆԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ
ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՆ,
ԳԵՈՒԴԻՄԻԱՆ ԵՎ, ԾԱԳՈՒՄԸ,

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Э. А. ХАЧАТУРЯН

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И
ГЕНЕЗИС РУД
КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

2115

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1977

В книге рассмотрены основные черты двух разновозрастных, но весьма сходных тектоно-магматических комплексов с колчеданным оруденением среди вулканогенных толщ юрского и эоценового возраста. Приведено описание минерального состава колчеданных руд, генераций и парагенетических соотношений минералов, а также геохимических черт — некоторых закономерностей распределения и концентрации редких и рассеянных элементов в различных типах руд.

Вопросы условий формирования колчеданных месторождений разобраны с точки зрения тесной пространственной и парагенетической связи оруденения с вулканотектоническими структурами юрского и эоценового возраста и принадлежности медно-серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд к единому рудному этапу.

Книга представляет интерес для геологов, минералогов и геохимиков, занимающихся изучением колчеданных и других гидротермальных рудных месторождений.

Ответственный редактор
И. Г. МАГАКЬЯН

X $\frac{20805}{703(02)-77}$ 84-76

Большие и комплексные геологические работы, проведенные в Армении за последние два-три десятилетия, значительно расширили перспективы Алавердского и Кафанского районов — ведущих горнорудных центров Закавказья. Вместе с развитием горнодобывающей промышленности в последние годы, в связи с возросшей потребностью в медных рудах, здесь проводятся значительные поисково-разведочные работы, направленные на дальнейшее увеличение сырьевых ресурсов указанных районов.

Систематическое изучение геологического строения, структуры, магматизма и рудоносности Алаверди-Кафанского металлогенического пояса, проводимое в течение многих лет большим коллективом геологов, значительно расширило наши представления о закономерностях образования и распределения колчеданного оруденения. Вместе с тем, с целью более полного освещения этих закономерностей, были проведены специальные минералого-геохимические исследования руд колчеданной формации.

В минералогической части основное внимание уделено описанию гипогенных рудослагающих минералов, выявлению их генераций и парагенетических взаимоотношений. По некоторым месторождениям наша задача сводилась к детализации и дополнению известных в литературе сведений новыми наблюдениями. В результате проведенных исследований в колчеданных рудах автором впервые установлен и описан ряд редких минералов: сульфидов, сульфосолей, теллуридов и др.

Геохимический раздел работы составлен на основании результатов многочисленных определений элементов в мономинеральных фракциях главнейших сульфидов и некоторых сульфосолей, а также в рудах и горных породах методами

полуколичественного, спектроскопического, химического и колориметрического анализов. Большое внимание при этом уделено редким и рассеянным элементам.

На основании критического анализа и обобщения литературных данных и личных материалов автора, минералог-геохимической характеристике руд предпослано краткое описание месторождений с приведением необходимых сведений по геологическому строению района, рудоконтролирующим факторам, характеристике гидротермальных изменений вмещающих пород, морфологии, размерам и условиям залегания рудных тел, текстурно-структурным особенностям руд и стадиям минерализации. Месторождения описаны в той мере, в какой это необходимо для освещения минералог-геохимических вопросов и, в то же время, для иллюстрации генетической общности колчеданных месторождений, объединенных в единую рудную формацию.

Анализ большого фактического материала, накопленного за последние годы, позволил автору обосновать новыми данными точку зрения о субвулканическом происхождении колчеданных месторождений, характеризующихся всеми признаками близповерхностных, средне-низкотемпературных гидротермальных образований. Однако эта точка зрения не претендует на исчерпывающее решение вопроса генезиса колчеданных месторождений, хотя в значительной мере способствует направлению поисковых работ и находит все больше сторонников среди геологов-практиков.

В целях возможно более полного освещения круга вопросов, поставленных перед нами, детальному изучению были подвергнуты не только наши личные материалы, но также коллекции образцов руд геолого-поисковых партий и геологической службы рудников, любезно предоставленных автору М. Л. Лачиняном, К. А. Даниеляном и др.

Обработка собранных материалов производилась в Ереване и, частично, в Москве и Ленинграде. В трудоемкой и сложной работе по отбору мономинеральных фракций, анализу минералов, руд и горных пород большую помощь оказали А. М. Авакян, С. А. Арутюнян, С. Г. Арутюнян (отбор минералов), Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян, Р. О. Манукян, Р. А. Ключкова, В. В. Хохлов (спектральные анализы), член-корр. АН Армянской ССР В. М. Тараян, канди-

дат химических наук В. С. Салтыкова, химики-аналитики Т. Т. Авакян, С. А. Дехтрикян (хим. анализы), Э. Х. Хуршудян (рентгенометрические исследования).

В процессе выполнения этой работы и подготовки ее к печати автор постоянно пользовался консультациями и ценными советами академиков АН Армянской ССР И. Г. Магакяна, С. С. Мкртчяна и К. Н. Паффенгольца.

Считаем своим приятным долгом выразить глубокую признательность всем указанным лицам.

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИЗУЧЕННОСТИ
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданные медные и полиметаллические месторождения Алавердского и Кафанского районов известны с древнейших времен. Существующие исторические данные не всегда позволяют точно указать время открытия отдельных месторождений, однако, согласно упоминаниям древних историков, употребление меди и свинца на Кавказе, в частности в Армении, было известно давно. Греческие путешественники, посетившие страны Закавказья в 250-200 гг. до нашей эры, отмечают существование горного промысла на территории Армении еще во II тысячелетии до нашей эры. О древних разработках свидетельствуют сохранившиеся старые шахты, наклонные выработки и шлаки, часто встречающиеся в районах месторождений.

Исторические данные о разработке месторождений полезных ископаемых приводятся в работах К. Саппера, А. А. Иессена, М. А. Шостака, Н. И. Лебедева и др.

Из исторических документов известно, что во втором тысячелетии до нашей эры ассириане на рудниках Армении разрабатывали руды меди и серебра. По данным А. А. Иессена (1935), в пределах Малого Кавказа в древности существовало множество медных рудников. На территории Армении, например, были известны Алаверди, Шамлуг, Сиси-мадан, Шагали-Эйлар, Зангезур. Исследованиями Б. Б. Пиотровского (1949) со всей убедительностью доказано существование древних металлургических центров в пределах Закавказья и, в том числе, в северных и южных районах Армении. Об этом свидетельствуют найденные бронзовые и

железные изделия, относящиеся примерно к ХУІ-ХІУ вв. до нашей эры.

О существовании в ІХ-УШ вв. до нашей эры выплавки меди в Алавердском районе говорят находки синопских монет на берегу р. Лалвар, около старых разработок.

Исторические сведения о древних разработках имеются также в работах горных инженеров А. Коншина, Н. Воскобойникова и И. Курмакова.

Согласно литературным данным, горнодобывающие работы на некоторых старых рудниках были возобновлены примерно во второй половине ХУШ века. М. А. Шостак (1901) отмечает, что горный промысел на Ахтальском месторождении был возобновлен в середине ХУШ века и специалисты-греки, приглашенные из Турции, сначала основали Ахтальский завод (1763-1765 гг.), а несколько позднее - Алавердский, или бывший Лалварский завод (1770 г.).

Позднее месторождения Алавердского района посетили иностранные путешественники и ученые, среди них Эйхвальд (1825), Карл Кох (1843), академик Г. Абих (1855). К этому периоду относится начало развития медного промысла в Зангезуре в связи с обнаружением Яковом Розовым медного месторождения близ с. Каварт. На базе медных руд Зангезура частными предпринимателями были построены небольшие заводы (Кавартский, Гализурский, Барабатумский и др.), которые просуществовали недолго.

Следует отметить, что вплоть до конца 80-х годов прошлого столетия на месторождениях Алавердской и Кафанской групп все виды горных работ велись примитивным способом и бессистемно. Неглубокими горными выработками добывались богатые руды верхних горизонтов месторождений.

В 1886 г. Ахтальское месторождение было обследовано французским горным инженером де-Морганом. Результаты этого обследования заинтересовали французских концессионеров, которые в 1888 г. приобрели Ахтальский рудник и создали компанию. Вслед за Ахтальским французская компания приобрела Алавердское и Кафанское месторождения и, расширяя сферу своей деятельности, она вскоре преобразовалась в "Кавказское промышленное и металлургическое общество". Основное внимание французских концессионеров привлекали медные руды. Свинцово-цинковые руды с высо-

ким содержанием благородных металлов почти не перерабатывались. Известно, что Ахталское месторождение длительное время оставалось в консервации. Объясняется это в основном сложным составом и трудностью переработки ахталских руд, содержащих свинец, цинк, медь, серебро, золото и другие ценные примеси.

Наряду с добычей медных руд на Алавердском, Шамлугском, Кафанском и, частично, Ахталском месторождениях в этот период проводились поисково-разведочные работы в ряде районов Армении, перспективных в отношении обнаружения медного оруденения. Этими работами были охвачены Агвинское, Палан-Темянское, Кохбское, Мецзорское, Чибуклинское, Шагали-Эйларское, Сисимаданское, Антониевское, Шамлугское, Тандзутское и другие месторождения. Поисково-разведочные работы проводились до начала первой империалистической войны, и по ним сохранились архивные материалы — докладные записки и краткие отчеты. В этих записках и отчетах приводятся краткие, часто неполные сведения о геологическом строении, характере оруденения, минералогическом и химическом составе руд медных месторождений Армении. Такие данные мы часто находим в работах К. Коха и Г. Абиха. Некоторые сведения об Алавердском месторождении приводятся в отчетах В. Меллера.

Представляющим интерес исследованием является работа Н. А. Морозова, посвященная детальному петрографическому описанию пород Алавердского месторождения.

Исследования А. Эрн, Л. К. Конюшевского, Г. Лоренца, Н. Жордена, Е. Циммера и других геологов касаются в основном геологического строения, характера оруденения медных и серноколчеданных месторождений Алавердского и Кафанского районов. Первая наиболее детальная геологическая карта Кафанского месторождения была составлена А. Эрном, а Шамлугского месторождения — О. Т. Карапетяном.

После установления Советской власти в Армении начинается новый этап геологического изучения рудных районов республики. Наряду с проведением геолого-поисковых работ, восстанавливаются заброшенные в связи с войной алавердские, шамлугские, кафанские и другие рудники.

С целью расширения меднорудной базы республики, в 30-х годах Армянским геологическим управлением на Кафан-

ском, Ахтальском, Шагали-Эйларском, Чибухлинском, Дилижанском и других месторождениях были начаты поисково-разведочные работы. Однако эти работы носили периодический характер и по ряду причин одновременно приостанавливались..

К геологическим исследованиям этого периода относятся работы С. Константова, Н. Танатара, Л. К. Конюшевского, Б. Г. Мелкумяна, К. К. Попова, касающиеся описания и подсчета запасов руд Алавердского, Заманлинского, Сисимаданского и Тандзутского месторождений. Последующие исследования проводятся в пределах перспективных рудных районов северной и южной частей Армянской ССР с целью более детального изучения их геологического строения и рудоносности. Из наиболее обстоятельных исследований этого периода следует отметить работу В. Г. Грушевого, посвященную детальному описанию структуры района, петрографической характеристике пород, морфологии рудных тел, вещественному составу и выяснению генезиса Алавердского меднорудного месторождения.

В 30-х годах Шамлугское месторождение меди посетил М. П. Русаков и впервые попытался дать схему пространственного размещения медных месторождений северной части Армянской ССР.

В 1934 г. месторождения Алавердской группы осмотрел академик А. Н. Заварицкий.

Большую работу по изучению структуры медных месторождений Алавердского рудного района в 1934 г. провела группа геологов под руководством П. С. Саакяна. В эти же годы геологию рудных месторождений северной части Степанаванского и соседних частей Алавердского районов изучал И. В. Барканов.

Кафанское месторождение было детально изучено в 1934-1935 гг. В. Н. Котляром и А. Л. Додиним и результаты исследований были обобщены в сводной работе.

Вопросам геологии, структуры и рудоносности отдельных районов и месторождений посвящены многочисленные работы и, в первую очередь, К. Н. Паффенгольца, И. В. Барканова, В. Н. Котляра, О. С. Степаняна, А. Л. Додина, С. С. Мкртчяна, Г. Д. Аджирея, А. Т. Асланяна, Б. С. Вардапетяна, Н. Я. Монахова и др.

дования позволили И. Г. Магакьяну и С. С. Мкртчяну в пределах Армянской ССР и прилегающих частей Грузинской и Азербайджанской ССР выделить три структурно-металлогенических пояса — Алаверди-Кафанский, Памбак-Зангезурский и Севано-Амасийский, резко отличающиеся друг от друга по геологическому строению, истории формирования, магматизму и специфике минерализации. Изучение особенностей выделенных поясов показало однотипность геологического строения, магматических циклов и, в связи с ними, металлогении в пределах каждой из зон или комплексов. Наличие таких комплексов было подтверждено последующими геолого-поисковыми и разведочными работами, что сыграло значительную роль в разрешении научных и практических задач.

Большим вкладом в дело познания закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых явилась монографическая работа С. С. Мкртчяна, посвященная Зангезурской рудоносной области Армянской ССР.

Следует отметить, что в монографии С. С. Мкртчяна обобщены результаты многолетних исследований по геологии и рудоносности одного из сложнопостроенных районов Армении с практическими и теоретическими выводами относительно закономерностей в пространственном распределении рудных месторождений, взаимосвязи геологических структур, магматизма и оруденения и направления дальнейших геологоразведочных работ.

На основании нового фактического материала подтверждается ранее сделанный вывод о том, что два важнейших для Зангезура типа оруденения: медно-молибденовый и колчеданный четко обособляются и образуют два самостоятельных и разновозрастных металлогенических пояса: медно-молибденовый Памбак-Зангезурский и меднорудный Алаверди-Кафанский. Это положение позволило более целеустремленно направить поисковые работы и привело к осязаемым практическим результатам.

Дальнейшие исследования, проведенные в отдельных рудных районах, показали, что сделанные выводы в равной мере подтверждаются и в условиях северной части Армянской ССР.

За последние годы проведены интересные исследования по выяснению закономерностей распространения оруденения

В 1938 г. была опубликована работа О. С. Степаняна "Ахталское полиметаллическое месторождение". Шамлугское месторождение меди подробно описано Н. Я. Монаховым.

В 1944 г. колчеданные медные месторождения Малого Кавказа, в том числе Алавердского рудного района, изучаются экспедицией МГРИ (В. В. Белоусов, М. П. Бархатова, М. В. Гзовский, Б. С. Левоник, П. Ф. Сопко и С. А. Юшко).

В 1948 г. О. С. Степаняном в обобщающей работе, посвященной геологии медных месторождений Северной Армении, были сведены результаты его многолетних исследований.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что в 1943 год явился началом нового этапа в изучении рудных месторождений, когда под руководством И. Г. Магакьяна были начаты систематические и углубленные металлогенические исследования на территории Армянской ССР. Ценным вкладом в дело познания закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых на территории республики и Малого Кавказа в целом явилась монографическая работа И. Г. Магакьяна по металлогении Армении, завершенная им в 1947 году.

В результате этих исследований для всей территории республики были составлены средне- и крупномасштабные металлогеническая, шлиховая и прогнозная карты. Металлогеническая карта способствовала детальному и более целеустремленному ведению поисково-разведочных работ на территории Армении.

Наряду с решением практических задач эта работа поставила перед исследователями новые и актуальные вопросы по проведению дальнейших более детальных металлогенических и минералого-геохимических исследований отдельных перспективных рудных районов.

Исследования И. Г. Магакьяна способствовали также решению вопросов, имеющих общетеоретическое значение. Именно на основе изучения руд Армении были разработаны новые принципы классификации месторождений по семействам и типам руд - минеральным ассоциациям, возникающим в определенных геологических условиях, а также намечены закономерности металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов.

Дальнейшие более углубленные металлогенические исследе-

отдельных видов металлических полезных ископаемых в связи с особенностями геологического строения территории Армении. Среди них прежде всего следует отметить сводную работу Б. С. Вардапетяна, посвященную закономерностям распределения и прогнозу концентрации медного оруденения на территории республики (1962). На основании анализа фактического материала по геологическому строению и размещению месторождений и проявлений медных руд автор этой большой работы прогнозирует промышленные концентрации меди и намечает направления дальнейших геолого-поисковых и разведочных работ.

Основные вопросы геологического строения Алавердского, Кафанского и Базумского рудных районов освещены в трудах К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, С. С. Мкртчяна, И. Г. Магакьяна. Магматизму и петрографическому описанию пород посвящены работы Г. П. Багдасаряна, С. И. Баласаняна, Э. Г. Малхасяна, Г. А. Казаряна, П. Ф. Сопко.

Крупномасштабные геологические съемки рудных районов и полей проводились Б. С. Вардапетяном, Ю. А. Араповым, А. Е. Кочаряном, Р. А. Аракеляном, Г. О. Пиджяном, Г. А. Пилюном, П. Ф. Сопко, Н. М. Чернышовым, Н. Р. Азаряном, В. Т. Акопяном, К. А. Мкртчяном.

Работами по геологической разведке и изучению рудности отдельных объектов в разное время руководили и руководят В. Г. Грушевой, О. С. Степанян, П. Е. Мариноссян, Ш. Н. Чантладзе, Н. Я. Монахов, Н. А. Фокин, М. И. Мирзоян, С. В. Казарян, М. Л. Лачинян, К. А. Даниелян, А. Е. Исаханян (Алавердская группа месторождений), Б. С. Вардапетян, С. С. Ванюшин, Ю. Г. Аветисян, Г. А. Амбарцумян (Кафанская группа месторождений), С. С. Мкртчян, А. М. Геворкян, И. В. Барканов (Чибухлинское месторождение), К. К. Попов, Д. Г. Чатинян (Тандзутское месторождение).

Институтом геологических наук АН Армянской ССР проводились комплексные геолого-структурные и металлогенические исследования на медных и полиметаллических месторождениях северной части республики. Новые данные, полученные в результате этих исследований, были обобщены в сводной работе С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца и Э. А. Хачатуряна (1968) и на металлогенической карте Алаверд-

ского рудного района, составленной С. С. Мкртчяном.

Отделом рудных месторождений и научно-исследовательскими базами Института геологических наук АН Армянской ССР за последние годы в тесной связи с геолого-поисковыми и разведочными работами на рудных месторождениях республики проводятся комплексные тематические исследования.

Результаты этих исследований в части освещения минералого-геохимических и генетических вопросов колчеданных месторождений составляют содержание соответствующих разделов настоящей работы.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданная рудная формация Армении, объединяющая в себе весьма сходные по геологическим условиям образования медно-серно-колчеданные и тесно связанные с ними барито-полиметаллические месторождения, занимает одно из ведущих мест в металлогении Малого Кавказа и приурочена к двум различным по возрасту тектоно-магматическим комплексам, развитым в пределах Сомхето-Карабахской и Севано-Амасийской геотектонических зон.

По схеме структурного развития Армении (А. А. Габриелян, 1956), колчеданные месторождения встречаются в юрском и палеогеновом подэтапах альпийского тектонического цикла и соответственно приурочены к вулканогенно-осадочным формациям юрского и эоценового возраста.

Наиболее значительные изученные месторождения колчеданных руд – Алавердское, Шамлугское, Ахталское, Кафанское, Шаумян-Халаджское связаны с юрским, а относительно небольшие по масштабу оруденения – Тандзутское, Чибухлинское и ряд мелких рудопроявлений – с эоценовым тектоно-магматическим комплексом Алаверди-Кафанской металлогенической зоны.

Детальное описание металлогении Армении, в том числе вопросов связи оруденения с этапами развития структур и магматизма в пределах Алаверди-Кафанской, Памбак-Зангезурской и Севано-Амасийской структурно-металлогенических зон приводится в работах И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1952, 1958, 1959). Особенности геологического строения, магматизма, вулканизма и рудной минерализации

отдельных регионов и рудных районов освещены во многих трудах различных авторов.

В Алаверди-Кафанской металлогенической зоне колчеданные месторождения развиты в Алавердском, Кафанском и Базумском рудных районах, которые соответственно находятся в северо-восточной, юго-восточной и северо-западной частях республики. Вся эта зона в целом характеризуется широким развитием мощных осадочно-вулканогенных толщ юрского, мелового и третичного возраста, слагающих пологие складки общекавказского простираения. Она располагается в полого-складчатой Сомхето-Кировабадской геотектонической зоне, по К. Н. Паффенгольцу.

Весь комплекс осадочно-вулканогенных пород в различных частях структурно-металлогенической зоны прорван гранитоидными интрузиями умереннокислого состава, которые подразделяются на две возрастные группы — нижнемеловые (предсеноманские) и послесреднеэоценовые. Наряду с гранитоидными интрузиями широко развиты, особенно в рудных районах, штоки, дайки и лакколитоподобные тела верхнеюрских и среднеэоценовых кварцевых дацитов и липаритовых порфиров, представляющие собой магматические образования малых глубин.

Вопрос о возрасте гранитоидных интрузий и субвулканических образований является спорным и более подробно будет освещен ниже.

Для Алаверди-Кафанской зоны наиболее характерным является колчеданное (серно-медноколчеданное, частью барито-полиметаллическое) оруденение. Кроме колчеданных, здесь известны также железорудные месторождения скарнового типа и гидротермальные медные и свинцово-цинковые рудопроявления.

Металлогения гипабиссальных и субвулканических интрузивных образований Алаверди-Кафанской зоны различна. С нижнемеловыми и послесреднеэоценовыми гранитоидными интрузиями пространственно и генетически связаны скарновые и гидротермальные железорудные месторождения (Кохб, Геогдаг, Бовери-геш, Шишкерт и др.), жильные, частью метасоматические месторождения меди (Сисимадан, Шагали-Эйлар), свинца и цинка (Привольное, Марцигет).

С субвулканическими интрузиями кварцевых дацитов и

липаритовых порфиров средне-верхнеюрского возраста пространственно и парагенетически (в смысле общности глубинного очага) связаны наиболее крупные месторождения колчеданных руд Армении – Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Шаумян-Халадж и ряд небольших проявлений.

К субвулканическим кварцевым дацитам среднеэоценового возраста Базумского рудного района приурочены серноколчеданные месторождения Тандзут, Чибухлы и др.

Перейдем к краткому описанию геологического строения месторождений серно-медноколчеданных и тяготеющих к ним полиметаллических руд, развитых в пределах Алавердского, Кафанского и Базумского рудных районов.

Колчеданные месторождения объединяются в три основные группы: Алавердскую, Кафанскую и Тандзут-Чибухлинскую. Первые две группы включают в себя главнейшие медные и, отчасти, полиметаллические месторождения северной и юго-восточной частей республики, а Тандзут-Чибухлинская, примыкающая с северо-востока к Алавердской группе, характеризуется серноколчеданными месторождениями с подчиненной ролью меди и полиметаллов.

При составлении настоящего раздела использованы новые данные, полученные за последние годы в результате проведения комплексных исследований в районе указанных групп месторождений. По каждому месторождению приводятся необходимые сведения по геологическому строению участка, структурному контролю оруденения, морфологии и условиям залегания рудных тел. Отдельно описываются гидротермальные изменения вмещающих пород, минеральный состав руд, генерации и парагенетические соотношения рудообразующих минералов, генетические особенности месторождений и на основании обобщения всего фактического материала делаются некоторые теоретические и практические выводы.

Шамлугское медное месторождение

Район Шамлугского месторождения сложен главным образом вулканогенными отложениями и их пирокластическими образованиями среднеюрского возраста.

Основание разреза сложено образованиями дебедской свиты, представленными темно-зеленоватыми андезитовыми порфиритами с прослоями пирокластических разностей и ла-

вовых брекчий того же состава. Весь этот комплекс пород обнажается в низах разреза, у слияния рр. Шамлуг и Учкиса и вдоль русла последней.

Вверх по разрезу андезитовые порфириды и их пирокласты согласно сменяются туфами и туфобрекчиями андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава — образованиями кошабердской свиты.

Породы этой свиты весьма сходны с нижними андезитовыми порфиридами, состоят из обломков последних, сцементированных туфовым материалом, и слагают нижние горизонты рудоносной толщи Шамлугского месторождения.

Туфы и туфобрекчии андезитовых порфиритов гидротермально изменены, причем зоны наиболее интенсивно метаморфизованных пород четко прослеживаются вдоль тектонических нарушений.

На туфы и туфобрекчии кошабердской свиты налегает толща, состоящая из фиолетовых туфов, туфобрекчий и липаритовых порфиров.

Этот комплекс пород, названный Н. Р. Азаряном алаверди-шамлугской свитой, в виде выдержанного горизонта, мощностью 200–250 м, прослеживается в широтном направлении от западного фланга Шамлугского месторождения, через все рудное поле далее на восток. Падают липаритовые порфиры в северные румбы согласно общему падению ниже лежащих свит.

Туфобрекчии состоят из угловатых обломков размером от 2 до 10 см в поперечнике. Верхние и нижние горизонты этой толщи сложены фиолетовыми туфами небольшой мощности. Туфы верхнего горизонта, в отличие от нижнего, более выдержаны по простираению, рассланцованы и менее изменены. В целом породы этой толщи подвергнуты интенсивной гидротермальной переработке.

Толще измененных липаритовых порфиров, главным образом их брекчий, подчинены почти все крупные рудные тела — штоки Шамлугского месторождения, в связи с чем этот комплекс принято называть рудоносной толщей.

Липарито-порфировая толща с незначительным угловым несогласием перекрывается туфоосадочной свитой, представленной туфогенными и известковистыми песчаниками с фауной байоса и бата. Вся свита туфоосадочных пород мощностью

до 200 м полого падает в северный румбы под углом $10-20^{\circ}$.

Туфопесчаники характеризуются обломочной структурой и состоят из мелких частиц кварца, плагиоклаза, кальцита и гидроокислов железа. Процессы гидротермального изменения в них проявлены весьма слабо и заметны лишь в некоторых контактах с силлами липаритовых порфиров и в непосредственном стыке с разрывными нарушениями.

Туфопесчаники лишены сколько-нибудь заметной минерализации; в них отмечается лишь слабая пиритизация.

Свита туфогенных и известковистых песчаников за пределами Шамлутского месторождения перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры, на которые в районе г. Лалвар трансгрессивно налегают песчаники и порфириты среднего эоцена.

В районе Шамлутского месторождения юрские вулканогенно-осадочные образования прорваны серией субвулканических пород. Среди них наиболее широким развитием пользуются плагиолипаритовые порфиры, кварцевые плагиолипаритовые порфиры и фельзитовые порфиры. Это крепкие и плотные породы розоватого и сероватого цвета, которые образуют силлы и лакколитообразные тела среди песчаников бугакарской свиты и в зонах рассланцевания на контактах с породами рудоносного горизонта.

Коренные выходы этих пород в районе месторождения прослеживаются по склонам между ручьями Хараба и Шамлуг.

Силлы плагиолипаритовых порфиров обычно падают на север с небольшими отклонениями к востоку и западу с углом падения от 10 до 30° . Мощность их колеблется в пределах от 1 до 5 м. Наряду с этим плагиолипаритовые порфиры в виде секущих тел встречаются в подземных выработках.

Дайки плагиолипаритовых порфиров прослеживаются в северо-восточном направлении с крутым падением на северо-запад и с вмещающими породами образуют четкие контакты.

Следует отметить, что силлы и дайки плагиолипаритовых порфиров и фельзитового порфира являются дорудными; эти плотные, почти непроницаемые и слабо измененные породы играют значительную роль в локализации оруденения, так как большая часть рудных скоплений пространственно приурочена к лежащему боку силлов.

Другая группа жильных пород представлена дайками липаритовых порфиров и развита в основном на южном фланге месторождения. Простираение этих даек близширотное с крутым падением в южные румбы; прослеживаются они на 50-100 м при мощности от 1 до 3 м. Наиболее мощная дайка липаритовых порфиров по простираению прослеживается на 1,5 км от устья капитальной штольни в юго-западном направлении до устья р. Учкилиса, где скрывается под делювием.

Контакты даек липаритовых порфиров с вмещающими андезитовыми порфиритами и их туфобрекчиями резкие. Последние в приконтактной части изменены и рассланцованы.

На продолжении этой мощной и выдержанной дайки, у третьего бремсберга Н. Я. Монахов отмечает небольшие вулканические некки, состоящие из плотного серо-зеленого липаритового порфира.

Третья группа объединяет жильные породы среднего и основного состава и представлена преимущественно дайками диабазового порфирита. Простираение этих даек в общем северо-восточное.

Диабазовые порфириты подвергнуты гидротермальному изменению; вкрапленники плагиоклаза обычно замещены карбонатом и серицитом; по пироксену развивается хлорит. Местами дайки пересечены маломощными прожилками карбоната.

Дайки диабазового порфирита на участке месторождения пересекают тела плагиолипаритовых порфиров.

Структурные особенности Шамлугского рудного поля определяются его расположением на северном крыле Дебедской брахиантиклинали, осложненной в пределах рудного поля мелкими вулcano-купольными постройками. Последние представляют собой небольшие куполовидные поднятия. Мелкая складчатость, по данным П. Ф. Сопко (1961), хорошо проявляется в толще песчаников и почти не фиксируется в стратиграфически нижележащих вулcanoгенных породах вследствие их относительной жесткости. По данным ряда исследователей и нашим наблюдениям, морфология куполовидных поднятий обусловлена плагиолипаритовыми порфирами, которые, внедряясь по секущим разрывам, использовали, с одной стороны, образовавшиеся в процессе складчатости вту-

трипластовые расслоения в песчаниках, а с другой стороны — межпластовые разрывные нарушения, возникшие на контакте песчаников и липарито-порфировых брекчий — различных по своим физико-механическим свойствам пород.

Рудные штоки и линзы локализируются в основном под силами плагиолипаритовых порфиров в тектонически и гидротермально переработанных липаритовых порфирах.

На участке месторождения развиты различно ориентированные тектонические нарушения дизъюнктивного характера, которые обуславливают основные черты структуры рудного поля.

Все дорудные нарушения характеризуются небольшой протяженностью и незначительной амплитудой смещения.

Дорудные тектонические нарушения, развитые в пределах месторождения, по своей ориентировке подразделяются на три основные системы: широтные, северо-восточные и северо-западные. Нарушения широтного и северо-восточного простирания являются додайковыми и дорудными; они вмещают дайки жильных пород и жилообразные рудные тела серно-медноколчеданного состава. Нарушения северо-западного простирания по отношению к широтным и северо-восточным являются более поздними, секут последние и выполнены преимущественно полиметаллическим оруденением.

Среди дорудных нарушений наиболее ранними являются трещины широтного простирания, которые пересечены и несколько смещены северо-восточными структурами. Нарушения этих двух систем в свою очередь пересечены разрывными нарушениями северо-западного направления.

Наблюдения, выполненные на Шамлугском месторождении, в частности изучение зон гидротермально измененных пород, приуроченных к близширотным тектоническим нарушениям, позволяют говорить о том, что последние явились важным структурным фактором в локализации колчеданного оруденения.

Разрывные нарушения широтного простирания обычно под крутыми углами ($60-80^{\circ}$) падают на юг. В ряде случаев отмечается северное падение. Нарушений с падением на север относительно немного, развиты они преимущественно на северном фланге месторождения; к ним приурочены жилы № 3, 5, 6, 7 и др.

Нарушения широтного направления представляют собой зоны раздробленных и измененных пород, мощностью от 5 до 15 м и сопровождаются целой серией оперяющих трещин. Они по простиранию прослеживаются на сотни метров, реже на несколько километров и на поверхности фиксируются по вытянутым вдоль них зонам гидротермально измененных пород.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания, сопровождающиеся многочисленными оперяющими трещинами, также являются крутопадающими. В возрастном отношении они несколько моложе широтных нарушений.

Зоны северо-восточных нарушений состоят из рассланцованных и гидротермально переработанных пород с сульфидной минерализацией.

По сравнению с широтными северо-восточные разрывные нарушения имеют небольшое протяжение и быстро затухают. Наиболее широко эти нарушения развиты на Центральном участке месторождения; за пределами месторождения они пользуются ограниченным распространением в кошабердской свите и изредка выполнены дайками диабазовых порфиритов.

Разрывные нарушения северо-западного простирания на поверхности выражены нечетко и фиксируются в отдельных обнажениях, представленных гидротермально измененными породами с признаками полиметаллической минерализации. Эти нарушения характеризуются крутыми углами падения ($60-85^{\circ}$) в юго-западные румбы и значительной протяженностью.

В ряде случаев северо-западные нарушения выполнены габбро-диабазовыми дайками и карбонат-баритовой минерализацией.

Кроме дорудных, в пределах рудного поля отмечаются послерудные нарушения, которые характеризуются небольшой протяженностью и различной ориентировкой. Они нередко развиваются по дорудным разрывным нарушениям и устанавливаются в подземных выработках.

Наличие многочисленных разновременных и различно ориентированных разрывных нарушений свидетельствует о длительной и сложной истории формирования основных черт структуры Шамлугского месторождения.

Морфологически рудные тела представлены пологопадаю-

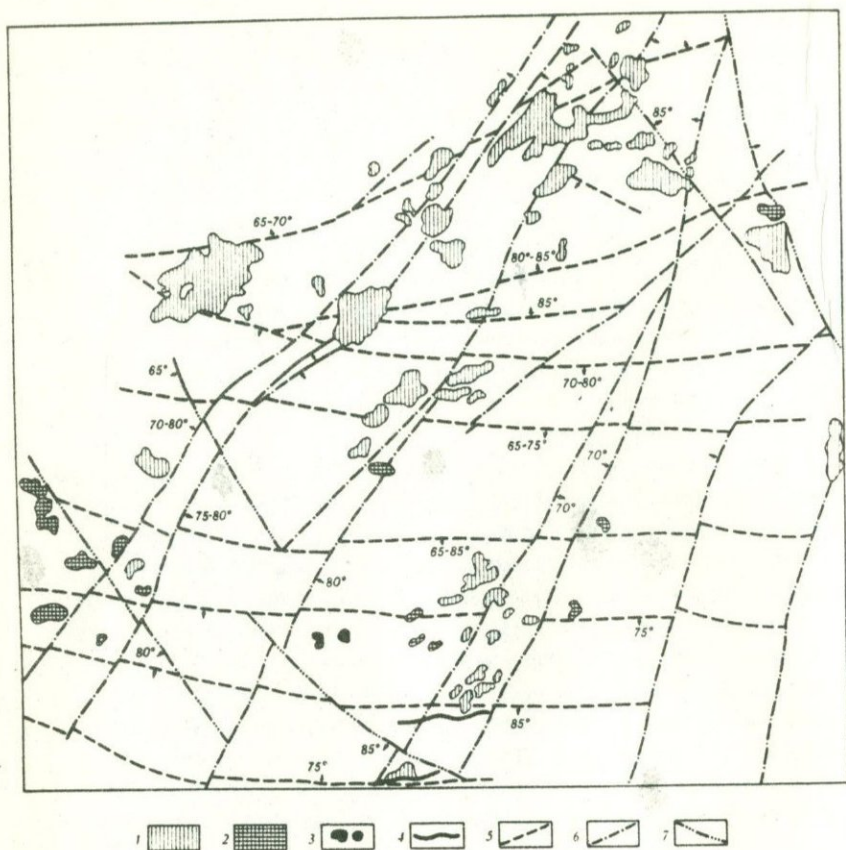


Рис. 1. Схематический план размещения рудных тел на Шамлугском месторождении (по Н. Я. Монахову). 1 - контуры медноколчеданных рудных тел; 2 - контуры полиметаллических рудных тел; 3 - контуры серноколчеданных рудных тел; 4 - медноколчеданные жилы; 5 - широтные и близширотные тектонические нарушения; 6 - северо-восточные тектонические нарушения; 7 - северо-западные тектонические нарушения.

шими штоками, линзами и крутопадающими жилами, которые нередко сопровождаются штокверковыми зонами. Разведочными и эксплуатационными работами выявлено и отработано

свыше 60 рудных тел, которые сконцентрированы на площади около 3 кв. км.

Рудные тела являются скрытыми и размещены на различных глубинах от поверхности.

Все промышленное оруденение Шамлугского месторождения размещено в двух рудоносных горизонтах, отличающихся друг от друга по составу рудовмещающих пород и форме рудных тел, расположенных среди них.

Верхний рудоносный горизонт сложен липаритовыми порфирами, их туфами и брекчиями, среди которых непосредственно в участках внутрипластовых разрывов, расположенных в липарито-порфировой толще или под нижней поверхностью пластовых интрузий плагиолипаритовых порфиров, размещены штокообразные и линзообразные тела серно-медноколчеданных руд.

Штоки и линзы, как правило, залегают согласно с рудовмещающими и экранирующими породами и полого падают преимущественно в северные, реже южные румбы под углом 10-30°. Контакты рудных тел с вмещающими породами нерезкие; массивные колчеданные руды через вкрапленные постепенно переходят во вмещающие породы. В формировании рудных тел значительную роль сыграли метасоматические процессы, протекавшие в зонах дробления, и расслаивание среди липарито-порфировых туфов.

Согласно существующим материалам, среди рудных тел по своим размерам одним из крупных являлся шток "С", прослеженный по простиранию на 200 м, по падению на 150 м, при средней мощности 7 м. Небольшими размерами обладал шток "А", прослеженный по простиранию на 30 м, а по падению на 8 м. Занимаемая площадь отдельных рудных тел колеблется в пределах от 3 до 10 тыс. кв. м при мощности 8-12 м.

Меднорудные штоки и линзы приурочены преимущественно к широтным и северо-восточным нарушениям, при этом отдельные скопления рудных тел фиксируются на участках пересечения широтных северо-восточными разрывными нарушениями. Штоковые тела в настоящее время выработаны.

На нижних горизонтах рудовмещающими породами являются туфобрекчии андезитовых порфиров кошабердской свиты, которые на Центральном участке месторождения, по

данним буровых скважин, достигают значительной мощности. Промышленное оруденение нижних горизонтов представлено жилами и штокверками, приуроченными к дорудным нарушениям широтного простиранья. Контакты жил с вмещающими породами обычно отчетливые, но нередко в лежащем боку наблюдается их постепенный переход в измененные туфобрекчии андезитовых порфиритов.

При общем широтном простираньи жилы в северной части месторождения падают на север, а в южной — на юг под углом $40-60^{\circ}$ с некоторым выполаживанием (до $30-40^{\circ}$) на нижних горизонтах.

Следует отметить, что между рудными телами верхнего и нижнего рудоносных горизонтов существует непосредственная связь, выраженная в переходе некоторых рудных штоков на глубину в жилы и штокверки. В качестве примера можно отметить шток КЛ с апофизой, линзу № 5, переходящую в жилу, линзу № 4 и др. Линза № 5, залегающая в брекчиях липаритовых порфиров, горными работами по падению прослежена на 250 м, причем на нижних горизонтах, в туфобрекчиях андезитовых порфиритов, линза переходит в жилу широтного простиранья.

Подобная же картина наблюдается в штоке КЛ: апофиза штока имеет значительную протяженность и с глубиной переходит в жилу широтного простиранья.

Рудные тела жильной формы весьма не выдержаны по своей морфологии и характеру оруденения, последнее меняется от массивных до вкрапленных халькопиритовых руд. Мощности разведанных жил колеблются от нескольких сантиметров до 4 м в раздувах, по простиранью они прослежены от десятков до сотен метров.

На Шамлугском месторождении в настоящее время объектом промышленного освоения являются жильный и прожилково-вкрапленный типы оруденения.

Из настоящего краткого описания видно, что на Шамлуге морфология рудных тел и характер оруденения обусловлены литолого-структурными особенностями вмещающих пород.

В зависимости от литологических особенностей и степени тектонической переработанности пород они на верхних горизонтах образуют штоки и линзы, переходя с глубиной в жилы и зоны прожилково-вкрапленных руд.

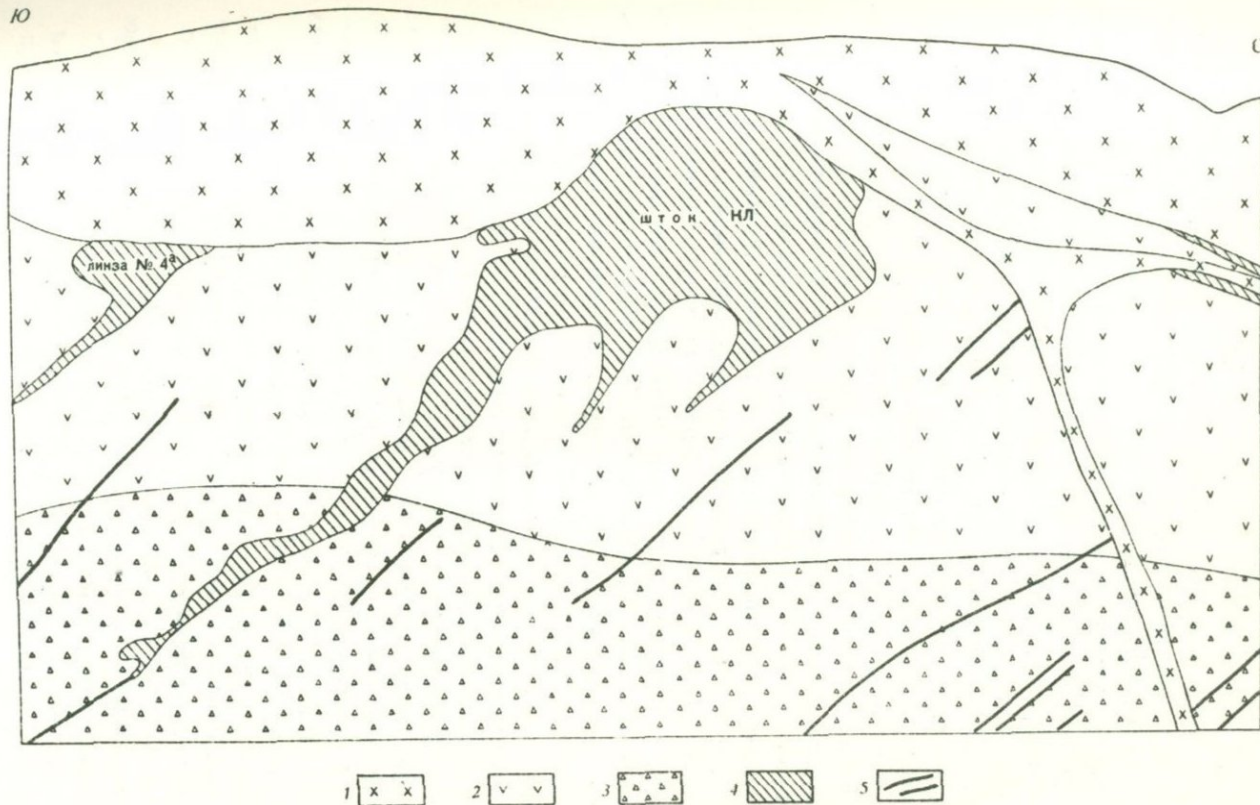


Рис. 2. Схематический разрез участка Шамлугского месторождения (по материалам ГРП). 1 – плагиолипаритовые порфиры; 2 – липаритовые порфиры; 3 – туфобрекчии андезитовых порфиров; 4 – рудные штоки и линзы; 5 – рудные жилы.

В районе месторождения наиболее древними образованиями являются андезитовые порфириты дебедской свиты, прослеживающиеся по ущелью р. Лалвар.

Толща андезитовых порфиритов вверх по разрезу постепенно переходит в туфобрекчии андезитовых порфиритов (кошабердская свита). На кошабердскую свиту налегают пирокластические и агломератовые породы алавердской рудоносной зоны байос-батского возраста, представленные разнообразными вулканическими брекчиями, конгломератами, туфами, переслаивающимися с агломератами, туффитами, туфопесчаниками, сланцами и другими вулканогенно-осадочными образованиями. Весь этот комплекс пород слагает шахтахтскую свиту, которая в нормальном залегании перекрывает верхнебайосские туфопесчаники алаверди-шамлугской свиты. Нормальные взаимоотношения этих двух свит отчетливо наблюдаются восточнее Алавердского месторождения. В пределах месторождения породы шахтахтской свиты смещены по сбросу и на северном фланге находятся в контакте с туфоосадочной толщей (алаверди-шамлугская свита), а на южном фланге — с туфобрекчиями андезитовых порфиритов (кошабердская свита).

Рудовмещающими являются агломератовые породы, которые подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению с развитием в них хлорита, серицита, кварца и др. Наиболее мощные рудные тела — штоки и линзы серно-медноколчеданных руд были приурочены к интенсивно измененным породам рудоносной зоны. Вместе с тем, поисково-разведочными работами последних лет в подстилающих туфобрекчиях андезитовых порфиритов и отчасти в самих андезитовых порфиритах установлен штокверковый тип оруденения.

Породы шахтахтского комплекса трансгрессивно перекрываются фаунистически хорошо охарактеризованными туфопесчаниками и глинистыми сланцами бугакарской свиты, широко распространенными в Алавердском рудном районе.

Характерной особенностью юрских вулканогенно-осадочных отложений района в нормальном залегании является общее пологое падение в северные румбы.

В районе месторождения отмечаются разнообразные по

составу породы, среди которых наиболее широко развиты дайки плагиолипаритовых порфиров и диабазовых порфиритов. Подчиненное значение имеют дайки пикритов. Дайки различного состава и возраста наиболее часто фиксируются в южной части рудного поля, в андезитовых порфиритах дебедской свиты, что обусловлено широким развитием в них различно ориентированных разрывных нарушений.

Колчеданное оруденение на Алавердском месторождении контролируется крупным меридиональным сбросом, прослеженным вдоль Алавердского ручья по простиранию более чем на 3 км. Это крутопадающее нарушение довольно четко фиксируется в северной части рудного поля, где полого залегающие пласты туфопесчаников по мере приближения к зоне Алавердского разлома приобретают крутые углы падения.

На поверхности зона Алавердского разлома прослеживается по раздробленным и гидротермально интенсивно переработанным породам от верховьев Алавердского ручья на севере до ущелья р. Лалвар на юге.

Следует отметить, что наиболее интенсивные и обширные гидротермальные изменения наблюдаются вдоль разрывных нарушений меридионального простирания, сопровождающихся опояривающими трещинами. Алавердский разлом и сопряженные с ним второстепенные нарушения меридионального простирания охватывают толщу пирокластических пород и подстилающие их образования кошабердской и дебедской свит. Мощность зоны основного разлома на всем протяжении меняется и составляет от 30–40 до 300 м. Участки сужения сложены слабо измененными и менее благоприятными для локализации оруденения кристаллическими туфами и плотными туффитами. В зонах же расширения развиты наиболее интенсивно дробленные, гидротермально измененные и благоприятные для рудоотложения породы.

В пределах рудного поля мощные зоны гидротермально переработанных пород с интенсивным оруденением образуют три расширения. Первое и второе расширения расположены севернее сел. Алаверди и разобщены небольшим пережимом. Севернее второго расширения рудоносная зона, доходя до Гипсового карьера, выклинивается и, снова расширяясь, образует третье расширение, в верхних горизонтах вмещающее преимущественно полиметаллическое оруденение.

Рудоносная зона, по новым представлениям, подразделяется на верхний и нижний горизонты. Верхний горизонт сложен толщей пирокластических пород, содержащих штоки богатой колчеданной руды, а нижний горизонт — вулканическими брекчиями и порфиритами, вмещающими жилообразные тела и штокверковое оруденение.

Не менее широко развиты в Алавердском рудном поле разрывные нарушения северо-западного простирания. Последние являются крутопадающими, малопротяженными и распространены главным образом на западном фланге месторождения. В ряде случаев по северо-западным нарушениям развиваются жильные породы и барито-карбонатные прожилки и маломощные жилы.

Третья система крутопадающих трещин разрыва близширотного простирания широким распространением пользуется в породах кошабердской и дебедской свит. Эти разрывные нарушения обычно выполнены дайками жильных пород различного состава.

Морфология рудных тел и условия их залегания на Алавердском месторождении обусловлены литологическими особенностями пород двух различных горизонтов рудоносной зоны и степенью их трещиноватости. В отработанной части месторождения все рудные тела в виде рудного столба, вытянутого в близмеридиональном направлении, были сконцентрированы на сравнительно небольшой площади.

В рудоносной зоне рудные тела были распределены неравномерно и располагались в основном в пределах первого и второго расширений. Морфологически рудные тела представлены штоками и линзами, иногда жилами и штокверками. Все промышленные штоки и линзы колчеданных руд были расположены в пределах первого и второго расширений, примерно на протяжении 600–700 м. Верхний рудоносный горизонт зеленокаменными породами расчленяется на западную и восточную полосы.

На месторождении было вскрыто свыше 40 рудных тел, из коих 37 расположены в западной полосе. При этом интенсивное оруденение наблюдалось в первом расширении, где под экранирующими плотными туффитами располагались наиболее крупные рудные штоки. В восточной полосе оруденение проявилось менее интенсивно; здесь были вскрыты три рудных тела.

В верхнем горизонте рудоносной зоны для локализации колчеданного оруденения наиболее благоприятными оказались слабо уплотненные агломераты. Наряду с этим в локализации оруденения важную роль сыграли возникшие при формировании главного меридионального сброса параллельные ему зоны внутрипластового расщепления. Ими отчасти определяются формы и условия залегания рудных тел на центральном участке рудного поля.

Под верхним горизонтом, в подстилающих его вулканических брекчиях и порфиритах расположен нижний горизонт рудоносной зоны. Породы, слагающие нижний горизонт, менее благоприятны для процессов метасоматоза, что и обусловило образование здесь жилообразных и штокверковых тел. Формирование последних протекало в основном путем выполнения трещин рудной массой.

Подобно Шамлугскому месторождению в Алавердском рудном поле эти два рудоносных горизонта по морфологии вмещающих рудных тел отличаются друг от друга. Гидротермальные растворы, циркулируя в обоих горизонтах рудоносной зоны и изменяя слагающие их породы, привели к образованию в верхнем горизонте рудных штоков, линз и гнезд, а в нижнем — жилообразных тел и зон прожилково-вкрапленного оруденения.

Размеры самых крупных штоков, к числу которых относятся "Централь" и "Зет-бис", составляли по простиранию 100–120 м, по падению 120–150 м при мощности от 5–10 до 30 м. Более мелкие рудные тела (гнезда) были прослежены по простиранию на 10–12 м, по падению на 5–10 м, при мощности в 2–3 м. В соответствии с падением рудоносной зоны рудные штоки и линзы падают на запад под углом 40–60°.

Жилообразные тела, расположенные на южном и юго-западном флангах рудного поля, прослеживаются в меридиональном и близширотном направлениях и падают соответственно в западные и южные румбы под углом от 30 до 60–70°. По своей морфологии они сложные, ветвящиеся с переходами в зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Эти жилообразные тела или зоны по простиранию прослеживаются максимум на 200 м. Обычно же размеры жилообразных рудных тел по простиранию и падению составляют нес-

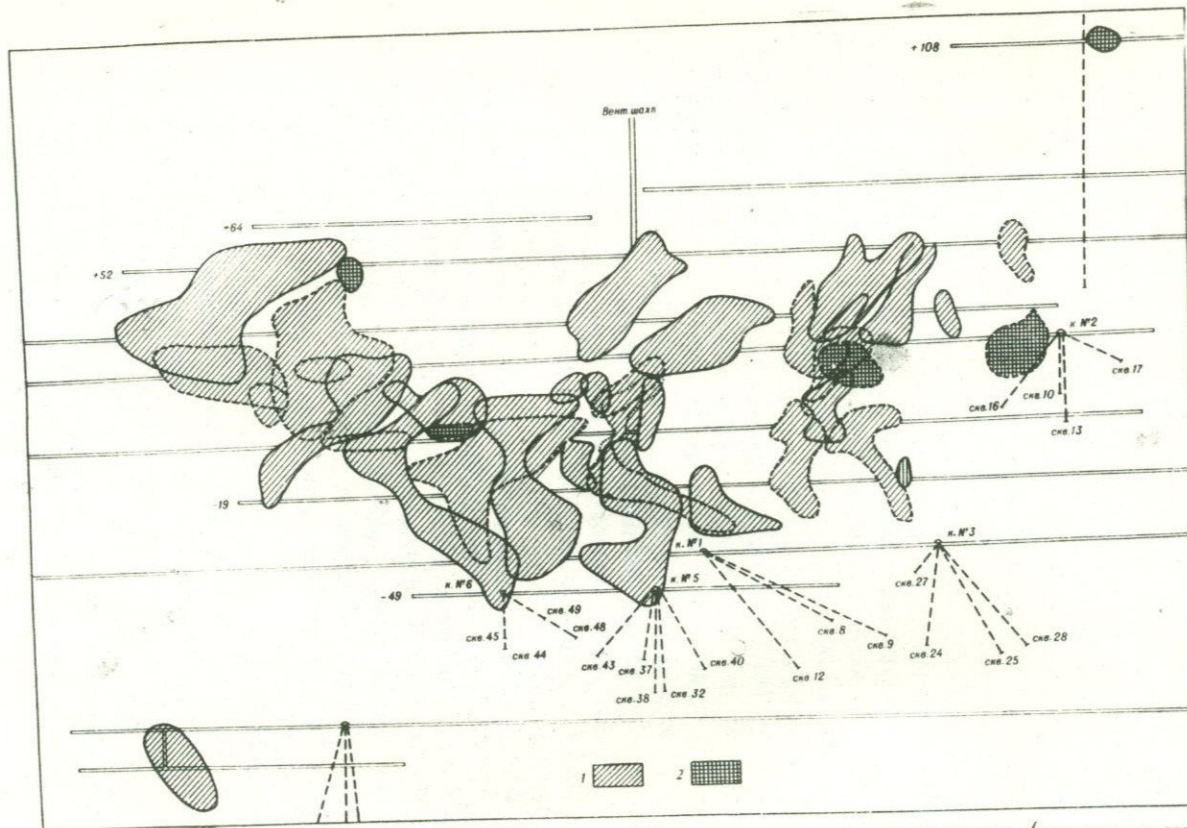


Рис. 3. Схема размещения рудных тел на Алавердском месторождении (по материалам ГРП). 1 - серно-медноколчеданные рудные тела; 2 - полиметаллические рудные тела.

колько десятков метров, при мощности от нескольких см до 1 м. Значительно большая мощность (несколько метров) характерна для сложных, ветвящихся жил и зон с прожилково-вкрапленным оруденением.

Следует также отметить кварцево-рудные жилы, размещенные на северном и южном участках месторождения. Прослеживаются они на несколько десятков метров, при мощности в среднем 0,5 м; жилы полого падают на юг. Содержание меди в них в отдельных случаях составляет 1-2 и более процента.

Кроме медноколчеданных рудных тел, на центральном и северном участках месторождения известны полиметаллические линзы и штоки, размещенные преимущественно на верхних горизонтах, и серноколчеданные небольшие тела - на нижних горизонтах месторождения.

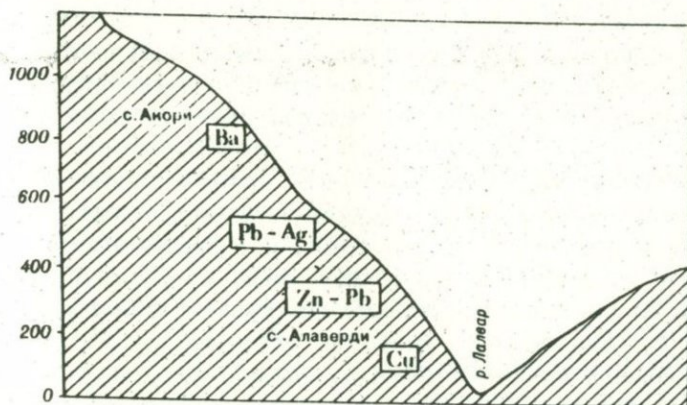


Рис. 4. Схема вертикальной зональности на участке месторождений Алаверди-Акори (по И. Г. Магакьяну).

Полиметаллические руды северного - третьего расширения в небольшом масштабе разведывались и разрабатывались Ахталским рудником. Наиболее крупные рудные тела - штоки медно-полиметаллических руд "Мадлен" и "Катт" размещены в центральной - законсервированной части Алавердского рудника. По существующим материалам, отличительной особенностью руд полиметаллических тел является повышенное содержание в них цинка (10-13%) и свинца (2,5-5,5%). Содержание меди сравнительно невысокое и колеблется в пределах от 0,5 до 1,5%.

На Ахталском месторождении в разрезе юрских образований наиболее низкое стратиграфическое положение занимает толща кварцевых дацитовых порфиров, выходы которых во всем Алавердском районе имеют ограниченное распространение и устанавливаются лишь в пределах указанного месторождения. Площадь, занимаемая кварцевыми дацитовыми порфирами, ограниченная и составляет около 0,4 кв. км. Мощность указанной толщи по естественным обнажениям не превышает 200 м, а с учетом данных буровой скважины № 47, пробуренной с целью выяснения характера залегания кварцевых дацитовых порфиров на глубине, вскрытая мощность составляет 600–650 м. Кварцевые дацитовые порфиры являются рудовмещающими породами и, по данным некоторых исследователей, слагают вулкано-купольную постройку.

Рудовмещающие кварцевые дациты несогласно перекрываются верхнебайосской толщей эпидотизированных андезитовых порфиритов и их туфов (дебедская свита), мощностью 500 м.

Андезитовые порфириты и их туфы слагают висячий бок месторождения; контакт их с рудовмещающей толщей выражен резко и извилисто. Андезитовые порфириты и их пирокласты широко распространены не только на участке месторождения, но и во всем Алавердском рудном районе.

Наиболее молодыми по возрасту образованиями являются четвертичные андезито-базальтовые лавы, развитые вдоль ущелий рр. Учкилиса и Дебед. На отдельных участках, главным образом по рр. Назик и Учкилиса, под андезито-базальтами встречаются галечники, представляющие древние речные отложения.

Вулканогенные образования среднеюрского возраста, слагающие участок месторождения, пересечены породами жильной фации. Представлены они дайками различных порфиритов, кварцевых дацитовых порфиров меридионального и близширотного простираний, средней мощностью 1–5 м. Большая часть даек различного состава отчетливо фиксируется в подземных горных выработках. По данным С. В. Казаряна, некоторые дайки диабазовых порфиритов и фель-

зит-порфи́ров в районе месторождения секу́т только рудомещающую толщу кварцевых дацитовых порфи́ров.

Ортофи́ровые дайки отмечены в выработках шт. № 7; одна из них, прослеженная на западном фланге месторождения, сечет кварцевые дацитовые порфи́ры и андезитовые порфириты. Дайки кварцевых дацитовых порфи́ров наиболее часто встречаются на западном фланге месторождения по узкоколейной дороге в Шамлуг. Последние, как и все прочие дайки, являются крутопадающими.

На участке месторождения выходы гранитоидных интрузий отсутствуют. Они обнажаются в 6–10 км от месторождения у сел. Чочкан, у ст. Ахпат и в верховьях р. Учкилиса.

Основные черты структуры Ахтальского рудного поля обусловлены его расположением в присводовой части брахиантуклиальной складки, ось которой протягивается в северо-западном направлении от Ахталы к Шамлугскому месторождению. К сводовой части отмеченной складки приурочены рудомещающие кварцевые дацитовые порфи́ры.

Для локализации промышленного оруденения на Ахталском месторождении важное значение имеют контакт рудомещающей толщи с перекрывающими их андезитовыми порфиритами и крутопадающие разрывные нарушения.

Межпластовые разрывы и зоны трещиноватости, образовавшиеся вдоль поверхности контакта кварцевых дацитовых порфи́ров и андезитовых порфиритов – пород, различающихся по своим физико-механическим свойствам – явились благоприятным фактором для размещения барито-полиметаллического оруденения. На протяжении многих лет линзообразные рудные тела с высоким содержанием металлов вскрывали непосредственно на контакте кварцевых дацитовых порфи́ров с андезитовыми порфиритами дебедской свиты. Таким образом, указанный контакт в локализации оруденения сыграл весьма важную роль и является надежным критерием при поисково-разведочных работах.

В пределах рудного поля широко развиты сбросо-сдвиговые разрывные нарушения близмеридионального и близширотного простираний, которые обуславливают блочное строение участка месторождения. Близмеридиональные разрывные нарушения, в отличие от близширотных, хорошо фиксируются на поверхности.

Из близмеридиональных наиболее крупным и изученным является нарушение, отмеченное в центральной части рудника в выработках штолен № 9, 7 и 2; на поверхности оно четко прослеживается в устье штольни № 7. Вдоль этого нарушения, носящего характер сброса и прослеженного по простиранию на 500 м, вмещающие породы раздроблены и рассланцованы. Сброшенной является западная часть рудного поля с амплитудой вертикального смещения в 70–80 м. Плоскость сброса падает на запад–северо–запад 280° под углом $65\text{--}70^{\circ}$. Зона основного близмеридионального нарушения в юго–западном направлении прослеживается к Анкасарскому участку и на поверхности хорошо отмечается по гидротермально измененным породам.

Многочисленные разрывные нарушения того же меридионального направления, а также сопряженные с ними нарушения иного простирания отмечены при документации горных выработок.

На сбросовой характер главного меридионального нарушения впервые обратил внимание В. Г. Грушевой, а позже – О. С. Степанян. По мнению М. Л. Лачиняна, все основные нарушения близмеридионального направления, отмеченные на месторождении, являются пострудными. В пользу пострудного характера данного нарушения исследователями приводятся следующие доводы: на всем своем протяжении главный меридиональный разлом почти не содержит признаков минерализации, в ряде точек (между штреками № 9 и 12 шт. № 7) в рассланцовой массе были обнаружены окатанные обломки растасканной медной и полиметаллической руды, величиной от 10 до 20 см в поперечнике.

Однако, как показали исследования, проведенные за последние годы на отдельных участках вдоль меридионального разлома, отмечаются признаки сульфидной минерализации с увеличением ее интенсивности по мере приближения к зоне нарушения. С другой стороны, к лежащему и висячему бокам указанного разрывного нарушения приурочены рудные линзы № 10 и 11. Все это позволяет нам разрывные нарушения близмеридионального простирания считать дорудными, которые несомненно были омоложены уже после завершения процессов рудоотложения.

Разрывные нарушения близширотного направления в пределах рудного поля отмечаются в подземных выработках. Сравнительно мощная близширотная зона раздробленных и рассланцованных пород прослежена на северном фланге рудного поля в выработках штолен № 7, 16, 27.

В возрастном отношении близмеридиональные нарушения несколько моложе близширотных. Последние вместе с дайками жильных пород того же простирания пересечены и частично смешены разрывными нарушениями близмеридионального направления. По мнению ряда исследователей, к стыку нарушений двух систем приурочены рудные тела северного фланга месторождения (штольни № 2, 4, 5) с высоким содержанием металлов в руде. Вместе с тем, разведочными работами в туфобрекчиях андезитовых порфиритов (штольня № 28) и в кварцевых дацитовых порфирах на некотором удалении от контакта установлено полиметаллическое оруденение прожилково-вкрапленного типа.

Структурным контролем в локализации барито-полиметаллического оруденения на Ахтальском месторождении, таким образом, является благоприятное сочетание межпластовых зон разрыва и отслаивания и секущих эти зоны крутопадающих разрывных нарушений. Последние приурочены в основном к присводовой части вулканической структуры, слагающей район рудного поля и, по-видимому, выполняли роль рудоподводящих каналов.

На Ахтальском месторождении вскрыто всего 13 рудных тел, которые морфологически представлены линзами и гнездами, локализованными в контакте кварцевых дацитовых порфиритов с андезитовыми порфиритами. Большая часть уже отработанных линз имела небольшие размеры; по простиранию и падению они были прослежены на 20-60 м, при мощности 4-10 м, реже до 20 м.

В настоящее время основную промышленную ценность представляют выявленные за последние годы самые крупные линзы № 10 и 11, которые имеют следующие размеры: по падению прослежены на 350-500 м, по простиранию - на 80-100 м, при мощности 8-12 м.

Все линзообразные тела морфологически напоминают пластообразные залежи с отчетливо выраженной верхней границей, которая повторяет очертания контакта андезитовых

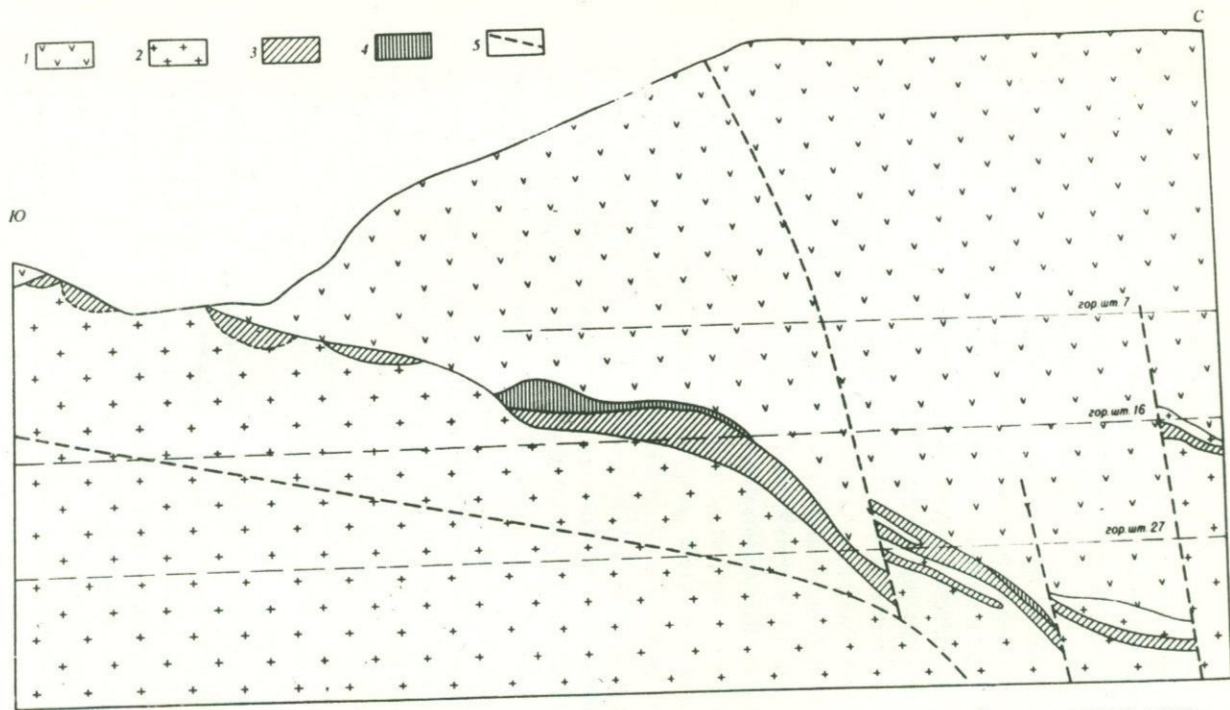


Рис. 5. Схематический разрез участка размещения рудных тел на Ахтал'sком месторождении (по материалам ГРП). 1 - андезитовые порфириты; 2 - кварцевые дацитовые порфиры; 3 - полиметаллические рудные тела; 4 - баритовые рудные тела; 5 - тектонические нарушения.

порфиров с рудовмещающими породами. Нижняя граница рудных тел менее отчетлива, проходит во вмещающих кварцевых дацитовых порфирах и постепенно переходит от массивных к прожилково-вкрапленным рудам. Промышленное оруденение распространяется на глубину 5-10 м, иногда до 15 м. Линзы полого падают в северные румбы согласно общему падению пород, слагающих район месторождения.

Барито-полиметаллическая линза № 10 расположена между горизонтами штолен № 2 и 7 и с запада срезана крупным близмеридиональным разломом. Рудное тело № 11 залегает на 27 м ниже горизонта штольни № 7, на ее западном крыле.

В строении указанных рудных тел в вертикальном направлении намечается следующая последовательность в залегании барита и полиметаллов:

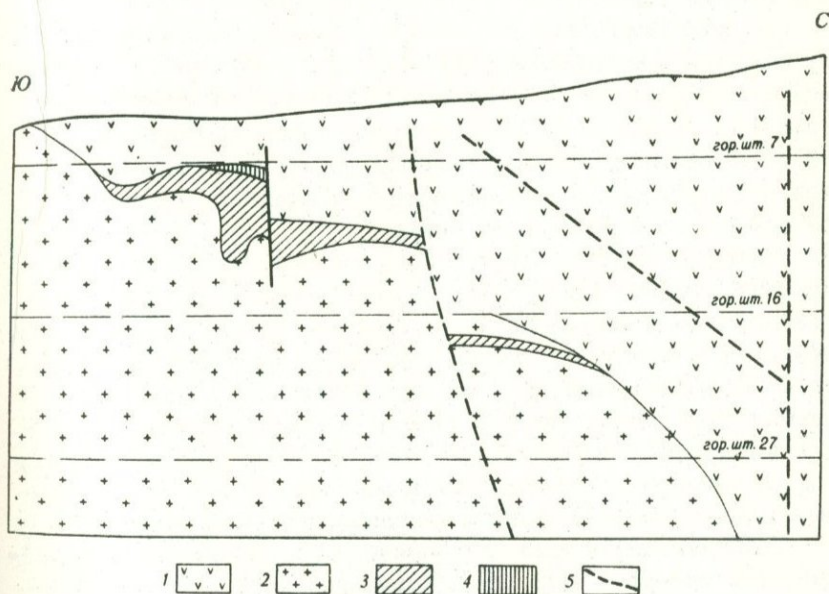


Рис. 6. Схематический разрез через линзу № 10 Ахтальского месторождения (по материалам ГРП). 1 - андезитовые порфиры; 2 - кварцевые дацитовые порфиры; 3 - полиметаллическое рудное тело; 4 - баритовое рудное тело; 5 - тектонические нарушения.

1. Непосредственно в лежащем боку толщи андезитовых порфиров залегает плотный, мелкокристаллический барит красного или серого цвета. Мощность баритового слоя колеблется в пределах 1–3 м.

2. Под баритом залегает обычно массивная, тонкозернистая полиметаллическая руда, которая характеризуется высокими содержаниями металлов и представляет основную промышленную ценность. Мощность массивной руды составляет 3 и более метров.

3. Сплошные полиметаллические руды книзу переходят в прожилково-вкрапленный тип оруденения, мощностью до 6 м.

4. За прожилково-вкрапленными следуют вкрапленные руды с низким содержанием металлов. Мощность зоны вкрапленных руд колеблется в пределах 3–5 м.

Следует отметить, что зоны прожилково-вкрапленного оруденения и отдельные жилообразные тела в ряде случаев вскрыты в кварцевых дацитовых порфирах на значительном удалении от контакта их с андезитовыми порфиритами. Одно из жилообразных тел, сопровождающееся прожилковым оруденением, буровыми скважинами подсечено на глубине в 100–140 м от контактовой зоны.

Наряду с этим, геологоразведочными работами, проведенными за последние годы, полиметаллическое оруденение установлено в андезитовых порфиритах на значительном удалении от контактовой зоны. Так, например, на расстоянии 65 м выше контакта, в зоне раздробленных и перемятых андезитовых порфиров, в лежащем боку фельзит-порфировой дайки буровой скважиной было вскрыто полиметаллическое оруденение. Горными работами (шт. № 25) здесь была оконтурена зона прожилково-вкрапленных руд, мощностью 8 м, которая с востока ограничена фельзит-порфировой дайкой, а с севера – широтным нарушением.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные полиметаллические руды, приуроченные к вмещающим кварцевым дацитовым порфирам, отчасти и андезитовым порфиритах, занимают небольшие разрозненные участки и характеризуются низким содержанием основных компонентов.

Кроме барито-полиметаллических тел, на месторождении отмечены небольшие гнезда серноколчеданных руд.

Район Кафанского рудного поля сложен мощными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями средней и верхней юры. Для средне-верхнеюрских отложений района весьма характерны частые переслаивания отдельных свит и пачек, фациальные переходы одних пород в другие как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях, выклинивание и выпадение отдельных горизонтов их разреза.

Средняя юра, по данным В. Т. Акопяна (1962), представлена только фаунистически охарактеризованным байосским ярусом. Отложения аалена и бата в районе не обнаружены. По литологическим особенностям отложения байоса подразделяются на: 1) нижнебайосскую свиту эпидотизированных лавобрекчий андезитовых порфиритов и 2) верхнебайосскую свиту андезитовых, андезито-дацитовых и кварцевых андезито-дацитовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с прослоями осадочных пород.

Эпидотизированные лавобрекчии андезитовых порфиритов с прослоями и линзами туфопесчаников в стратиграфическом разрезе юрских отложений района являются наиболее древними породами и развиты в ядре Кафанской антиклинальной складки на обоих склонах долины р. Вохчи в окрестностях гор. Кафана.

Лавы и лавобрекчии порфиритов в пределах рудного поля гидротермально изменены, подвергнуты в основном процессам эпидотизации, что является отличительной чертой этих пород. Видимая мощность указанной свиты составляет 500-600 м.

В вопросе о возрастном положении этой свиты среди исследователей нет единого мнения. На основании региональных сопоставлений ряд исследователей (С. С. Ванюшин, Ю. А. Лейе, Д. Н. Логвин, Э. Г. Малхасян) свиту лавобрекчий андезитовых порфиритов относит к нижней юре.

Андезитовые, андезито-дацитовые и кварцевые андезито-дацитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии с прослоями осадочных пород согласно перекрывают нижнебайосскую свиту лавобрекчий порфиритов.

Верхнебайосская вулканогенная свита отличается изменчивым фациальным составом. Различные порфириты и их

пирокластические разности этой свиты широко развиты в районе среднего течения р. Вохчи, далее в северном, северо-западном направлении переходят в бассейн р. Халадж, где они слагают ядро одноименной антиклинали.

Среди вулканогенных пород наибольшим развитием пользуются андезитовые порфиристы и их пирокласты, которые залегают на крыльях Кафанской антиклинали.

Андезито-дацитовые порфиристы в районе Кафанского месторождения имеют сравнительно небольшое распространение, хотя и встречаются почти во всех рудниках, но особенно часто № 1-2 и 6, где они являются рудовмещающими породами. Наиболее крупные их выходы установлены в ядре Халаджской антиклинали.

Андезито-дацитовые порфиристы в районе с. Каварт постепенно переходят в кварцевые андезито-дацитовые порфиристы "Барабатумской серии" (по В. Н. Котляру и А. Л. Додину). Кварцевые андезито-дацитовые порфиристы и их пирокластические разности^х развиты на восточном фланге Кафанского месторождения, в районе Шаумянских рудников и бассейне р. Халадж. Для кварцевых андезито-дацитовых порфиритов характерны крупные бипирамидальные кристаллы кварца.

Кварцевые андезито-дацитовые порфиристы образуют невыдержанный горизонт и в северо-западном направлении переходят в андезито-дацитовые порфиристы. Мощность кварцевых андезито-дацитовых порфиритов колеблется в пределах от 100 до 250 м; постепенное уменьшение ее происходит в северо-западном направлении. Максимальные мощности отмечаются на участке Шаумянского рудника, а минимальные — в районе рудников Ленинской группы.

Вулканогенные образования верхнебайосского возраста содержат пачки осадочных пород туфопесчаников, туффитов и конгломератов. Пачки осадочных пород фиксируются как в основании свиты андезитовых, андезито-дацитовых и кварцевых андезито-дацитовых порфиритов, так и в средних и верхних частях указанной свиты.

^х По новым представлениям С. А. Зограбяна (1971), они являются секущими, эпигенетическими относительно вмещающих пород жилообразными и дайкообразными телами эксплозивных (вулканических инъекционных) брекчий.

С. С. Ванюшин, Ю. А. Лейе, Э. Г. Малхасян (1957) в верхах толщи кварцевых андезито-дацитовых порфиритов выделяют "верхнюю осадочную серию"; в которую, как отмечает В. Т. Акопян (1962), "фактически включена часть пирокластических образований кварцевых порфиритов, а местами и гидротермально измененные базальные слои туфоконгломератов свиты верхней юры".

Сравнивая разрезы среднеюрских отложений Кафанского и Алавердского районов, можно отметить, что в обоих случаях они представлены мощными вулканогенными толщами. Во всяком случае отложения байоса по своим фациям проявляют много общих черт.

На среднеюрские отложения трансгрессивно с небольшим угловым несогласием и базальным конгломератом в основании налегает мощная (1000 м) вулканогенно-обломочная свита лузитана и кимериджа, сложенная туфоконгломератами, туфобрекчиями, андезитовыми порфиритами, туфами, туфопесчаниками с прослоями и линзами песчаников и карбонатных пород. В составе указанной свиты наибольшим развитием пользуются туфоконгломераты и туфобрекчии.

Туфоконгломераты залегают в основании верхнеюрских вулканогенно-обломочных отложений и содержат включения нижележащих пород.

Мощность и состав туфоконгломератов по простиранию весьма изменчивы. Наибольшей мощности они достигают в верховьях р. Халадж; на северо-западе и юго-востоке мощность постепенно уменьшается. Выше по разрезу туфоконгломераты постепенно сменяются туфобрекчиями и андезито-дацитовыми порфиритами. Местами в бассейне р. Халадж в этой свите отмечаются известняки и песчаники.

Туфобрекчии представлены угловатыми обломками андезито-дацитовых порфиритов и тесными взаимопереходами связаны с туфоконгломератами. Эти переходы одних пород в другие настолько часты, что дали основание В. Т. Акопяну (1962) рассматривать их как единую туфоконгломерато-брекчиевую свиту.

Описанная вулканогенно-обломочная свита лузитана и кимериджа кверху постепенно переходит в вулканогенно-осадочную свиту титона — среднего валанжина. Среди вулканогенных образований преобладают андезитовые и андезито-

дацитовые порфириты и их пирокластические разности, а осадочные отложения представлены карбонатной фацией.

Вулканогенные и осадочные отложения титона – среднего валанжина образуют единую тапасар-кармрасарскую свиту (по В. Т. Акопяну, 1962) и хуступ-чимянскую толщу, общей мощностью 1000–1200 м. Эти образования развиты за пределами Кафанского рудного поля.

Наиболее молодыми образованиями в районе являются четвертичные базальты и аллювиально-делювиальные отложения. В пределах центральной части Кафанского района базальтовые потоки развиты в бассейне р. Халадж.

В районе Кафанской группы месторождений различные горизонты юры прорваны небольшими штокообразными и дайкообразными интрузиями диорит-габбро-диоритов, микродиоритов, габбро-диабазов, а также субвулканическими образованиями кварцевых дацитовых и липарито-дацитовых порфиров.

К интрузивным образованиям, развитым в районе Кафанского рудного поля, относятся: 1) штокообразные тела диоритов и габбро-диоритов, обнажающиеся по дороге Кафан – Горис, в бассейне р. Халадж и др.; 2) кварцевые дацитовые порфиры, распространенные в основном в районе рудников Ленинской группы и, частично, в бассейне р. Халадж. Морфологически они представлены штокообразными и дайкообразными телами; 3) липарито-дацитовые порфиры, слагающие вершину г. Саядкар. Небольшие выходы и дайки липарито-дацитовых порфиров встречаются в районе вершины Арачадзор, на левом берегу р. Вохчи и др. и 4) дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, которые развиты в средне- и верхнеюрских вулканогенных образованиях. Наиболее часто они фиксируются в отложениях средней юры.

На Кафанском месторождении дайки диабазовых порфиритов присутствуют почти во всех рудниках; за пределами рудного поля они встречаются по р. Каварт, в бассейне р. Халадж, в районе с. Норашиник и др., причем они обладают небольшой мощностью и развиты в среднеюрских вулканогенных образованиях. Группа даек аналогичного состава в бассейне р. Халадж размещена в верхнеюрских вулканогенных образованиях.

Взаимоотношение даек диоритового и габбро-диоритового состава, залегающих среди верхнеюрских отложений, на-

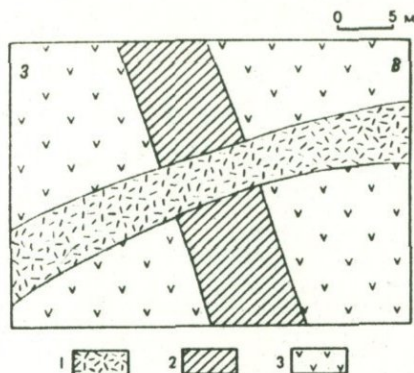


Рис. 7. Схема взаимоотношений дайки и рудной жилы на Кафанском месторождении (рудник № 1-2, гориз. + 25). 1 - диабазовый порфирит; 2 - рудная жила № 6-бис; 3 - андезито-дацитовые порфириды.

ми было отмечено в 1,5 км к югу от с. Каварт. Здесь дайка габбро-диорита близширотного простирания мощностью 25-30 м пересекается диоритовой дайкой юго-восточного простирания мощностью 0,5 м. Обе дайки прорывают верхнеюрские вулканогенно-обломочные образования.

В настоящее время многие исследователи (С. С. Мкртчян, И. Г. Магакян, А. Н. Соловкин, Э. Г. Малхасян, С. И. Баласанян и др.) возраст штокообразных интрузий диоритов, габбро-диоритов, микродиоритов на основании региональных

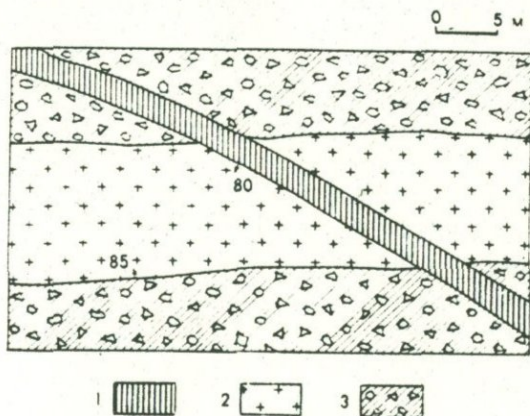


Рис. 8. Схематический план размещения даек у сел. Каварт. 1 - микродиорит; 2 - габбро-диорит; 3 - туфоконгломераты и туфобрекчии андезитовых порфиритов.

геологических данных и определения абсолютного возраста считают нижнемеловым (дотуронским).

Предыдущие исследователи (К. Н. Паффенгольц, В. Н. Котляр, А. Л. Додин и др.) относили их к третичному возрасту.

Вопрос возраста субвулканических интрузий кварцевых дацитовых и липарито-дацитовых порфиров нельзя считать окончательно решенным: В. Н. Котляр, В. Г. Грушевой, А. Л. Додин считают их третичными образованиями. Проведенные крупномасштабные геологические исследования привели сначала Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджана (1956), а затем С. С. Ванюшина, Э. Г. Малхасяна, Ю. А. Лейе (1957) к мнению о среднеюрском возрасте указанных образований. Оно подтверждается тем, что кварцевые дацитовые порфиры прорывают только среднеюрские отложения. Однако В. Т. Акопян (1962) считает, что кварцевые дацитовые порфиры в различных пунктах Кафанского района рвут породы верхней юры (лузитан-кимеридж). Что же касается положения липарито-дацитовых порфиров, то необходимо отметить факт прорыва ими вулканогенной свиты верхнего байоса и вулканогенно-обломочных отложений лузитан-кимериджа, отмеченный еще Ю. А. Араповым у с. Башкенд, а также данные Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе (1963), позволяющие считать возраст липарито-дацитовых порфиров верхнеюрским (дотитонским).

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что субвулканические интрузии кварцевых дацитовых и липарито-дацитовых порфиров тесно связаны с вулканизмом и представляют собой разновременные образования, формирование которых обусловлено различными циклами деятельности средне-верхнеюрского вулканического очага.

Структурное положение рудного района определяется его нахождением в пределах Кафанской антиклинали северо-западного простирания, осложненной небольшими вулканокупольными постройками. Ядро антиклинали в районе гор. Кафана и в ущелье р. Халадж сложено вулканогенными отложениями средней юры. Кафанская антиклиналь осложнена Шаумянской, Халаджской, Куртамякской и другими второстепенными структурами, которые характеризуются куполовидным строением.

Кафанский рудный район по своим геолого-структурным

и металлогеническим особенностям является юго-восточной частью Сомхето-Карабахской геотектонической зоны, сформировавшейся в юрское время. И только начиная с альба или верхнего мела, в результате образования глубокого, но узкого внутригеосинклинального Севано-Акеринского прогиба, Кафанский рудный район был отделен от основной части Сомхето-Карабахской зоны (С. С. Мкртчян, 1958; А. А. Габриелян, 1959).

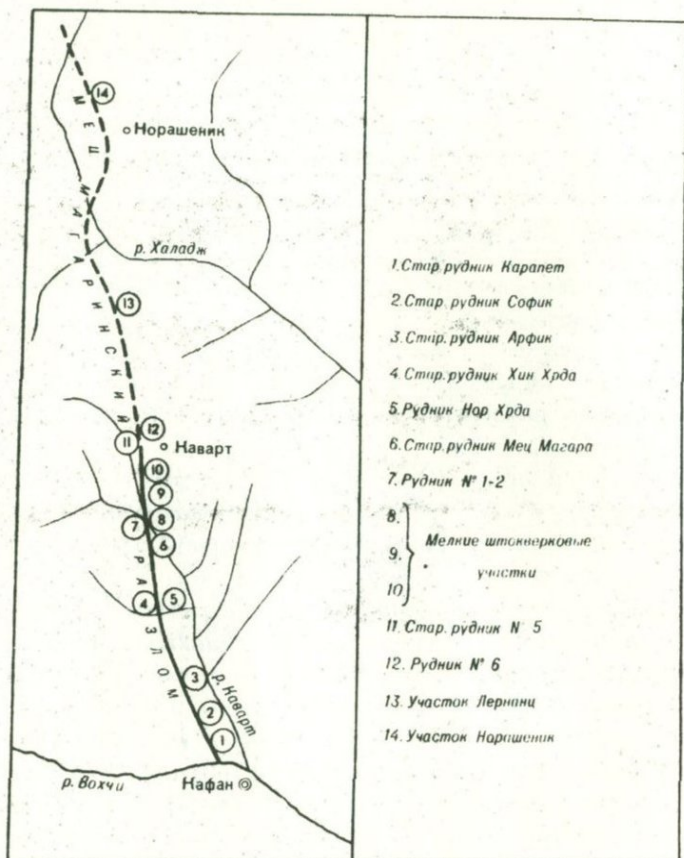
Главная и второстепенные антиклинальные складки в пределах рудного поля резко осложнены крупными разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного и близширотного простирания.

Вопросы структуры Кафанского рудного поля и роли дизъюнктивных нарушений в контроле колчеданного оруденения подробно рассматриваются в работах В. Г. Грушевого и М. П. Русакова (1934), В. Н. Котляра и А. Л. Додина (1936), Ю. А. Арапова (1944), Б. С. Вардапетяна (1948), С. С. Ванюшина (1958) и других исследователей. По этим данным весь комплекс разрывных нарушений, развитый в пределах рудного поля, в возрастном отношении подразделяется на дорудные, внутрирудные и послерудные нарушения.

Среди дорудных наиболее ранними являются разрывные нарушения северо-западного простирания, роль которых в контроле оруденения весьма значительна; к ним пространственно тяготеет около 30 % рудоносных участков Кафанского рудного поля. Особенно следует подчеркнуть значительную рудоконтролирующую роль Мецмагаринского нарушения, к которому тяготеет почти половина рудоносных участков.

По сравнению с северо-западными несколько более поздними являются дорудные разрывные нарушения северо-восточного простирания. Рудоконтролирующая роль северо-восточных нарушений подчиненная; к ним приурочены всего 6 рудных участков.

Большую часть северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений Ю. А. Арапов рассматривает как трещины скалывания, относительно полого падающие в обе стороны и имеющие характер взбросов и сбросов. Другая часть этих же нарушений характеризуется более крутыми падениями и по типу деформации отвечает сбросо-сдвигам.



Фиг. 9. Схема размещения рудных участков вдоль зоны Мецмагаринского разлома.

В пределах Кафанского рудного поля значительно более широко развита система относительно малопротяженных широтных и близширотных разрывных нарушений. Некоторые из них являются вмещателем даек и субвулканических интрузий, а другие – рудных жил. В пределах рудного поля известно свыше 400 рудовмещающих трещин, которые обуславливают морфологический тип оруденения месторождения.

Дорудные разрывные нарушения широтного и близширотного направления являются несколько более поздними и секущими по отношению к северо-западным и северо-восточным нарушениям. Роль этой большой группы жильных трещин весьма значительна в локализации медноколчеданного и полиметаллического оруденения.

Большая часть трещин широтного и близширотного простирания представлена трещинами отрыва и сопряжена обычно с главной зоной нарушения.

Дорудные нарушения близмеридионального простирания в рудном поле имеют весьма ограниченное развитие. Предыдущими исследователями они отмечены в руднике № 6, где представлены жилами серно-медноколчеданного состава. Трещины близмеридионального простирания близко одновременны с широтными трещинами и обе системы выполнены рудами одного и того же состава.

Таким образом, из краткого обзора становится ясным, что рудоконтролирующая и рудовмещающая роль дорудных разрывных нарушений на Кафанском месторождении весьма значительна. Различно ориентированные дорудные разломы и зоны дробления и трещиноватости явились благоприятным структурным фактором для циркуляции гидротермальных растворов, причем наиболее интенсивные гидротермальные изменения вмещающих пород имели место вдоль северо-западных и северо-восточных разломов, а процессы рудоотложения — в трещинах широтного и близширотного, реже меридионального простирания.

К группе внутрирудных разрывных нарушений, по С. С. Ванюшину, относятся мелкие трещины, образовавшиеся при повторных подвижках в основном вдоль широтных и близширотных нарушений. Роль внутрирудных разрывных нарушений в процессах рудообразования значительна. Ими обусловлен многостадийный процесс рудоотложения, четко выраженный в закономерном размещении руд различного состава в пределах Кафанского рудного поля.

Наконец, послерудные разрывные нарушения представлены большой группой разноориентированных трещин, выполненных даечными породами. Послерудные нарушения наиболее часто фиксируются в подземных выработках, где они обычно смещают рудные жилы. Протяженность послерудных на-

рушений колеблется от десятков до нескольких сот метров. Падение их обычно крутое.

С развитием послерудных нарушений связано внедрение многочисленных даек различного состава, широко распространенных в пределах рудного поля. Несколько таких диабазовых даек, секущих рудные жилы, нами отмечено в руднике № 1-2.

Рудное поле занимает около 70 кв. км площади и вытянуто вдоль оси Кафанской антиклинальной складки. Наиболее изученной является восточное крыло складки, где на площади около 30 кв. км выявлено 27 рудоносных участков. В пределах рудного поля промышленное оруденение представлено жилами и штокверками серно-медноколчеданного, реже полиметаллического состава.

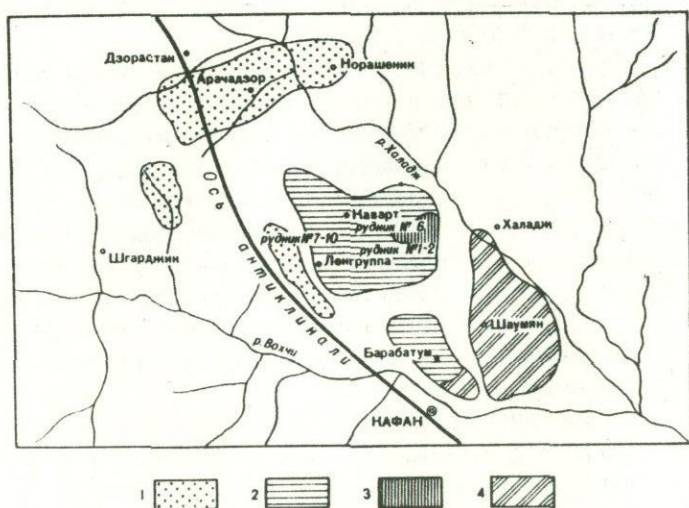


Рис. 10. Схема горизонтальной зональности оруденения в Кафанском рудном поле. 1 - площади развития серно-колчеданного оруденения; 2 - площади развития медноколчеданного оруденения; 3 - площади развития медно-мышьякового оруденения; 4 - площади развития полиметаллического оруденения.

Рудоносные участки размещены к северо-западу от гор. Кафана вдоль основных рудоконтролирующих структур в полосе шириной 2-2,5 км.

Морфологически медное оруденение представлено жилами и штокверками. Рудное поле слагают свыше 450 рудных жил и 14 штокверков с прожилково-вкрапленным оруденением. Рудные тела в основном относятся к скрытым.

Простираание рудных жил в общем выдержано в широтном направлении; протяженность их в горизонтальном и вертикальном направлениях небольшая и составляет 100–250 м. Падают жилы на юг, реже на север под углом $70-85^{\circ}$. Средняя мощность жил колеблется в пределах 0,08–0,25 м, реже достигает 0,5–1 м; в раздувах составляет 3,5–4 м. По типу жилы простые и образуют четкие контакты с вмещающими породами. Многими исследователями отмечается клинообразное суживание жил с глубиной, что является характерной чертой месторождений, парагенетически связанных с вулканизмом.

Штокверки рудников № 6 и 7–10 морфологически представлены сплюснутыми линзообразными телами. Размеры этих тел по простираанию и падению составляют 200–250 м, при мощности от 10–15 до 50–100 м. Падают штокверковые тела под углом $50-80^{\circ}$.

Штокверки приурочены обычно к разрывным трещинам и выражены серией кварц-пирит-халькопиритовых прожилков, которые часто сопровождаются небольшими гнездами и вкрапленностью руд того же состава. В отличие от рудных жил, в штокверках полезный компонент распределен неравномерно.

Непосредственная связь между морфологически различными типами рудных тел является редким явлением. В качестве примера в литературе отмечается штокверк рудника № 7–10, от которого со стороны всячего бока отходит несколько рудных жил.

Шаумян-Халаджское полиметаллическое месторождение

В пределах Кафанского рудного поля, кроме медных, известны также полиметаллические месторождения, среди которых наибольший интерес представляют Шаумянское и Халаджское. Расположены они в 4–5 км к северо-востоку от гор. Кафана, в междуречье рр. Вохчи и Халадж, на восточном крыле Кафанской антиклинали.

Полиметаллические месторождения Шаумян и Халадж находятся недалеко друг от друга в одинаковых геологических условиях и рассматриваются как единое рудное поле. Однако в описании Шаумян-Халаджского месторождения основной упор сделан на Халаджский участок, так как Шаумянский рудник в настоящее время законсервирован.

Участок Шаумян-Халаджского месторождения сложен осадочно-вулканогенными образованиями юрского возраста характерными для рудного района в целом. Основной рудоконтролирующей структурой является Восточно-Шаумянский разлом. Рудные тела, представленные жилами полиметаллических руд, локализуются главным образом в сопряженных с указанным разломом более маломощных трещинах близширотного простирания.

По существующим данным, на Шаумянском руднике разведочными работами было вскрыто 26 рудных жил, из коих в той или иной степени прослеженными оказались только 8 жил. Простирание рудных жил широтное или близширотное при крутом падении в северные, реже южные румбы. Жилы являются простыми, но иногда они переходят в систему ветвящихся прожилков. Жилы прослеживаются по простиранию на 100-200 м, по падению на 150 м, при мощности 0,2-0,6, реже до 0,8 м.

На Халаджском участке геологоразведочными работами было вскрыто 19 жил, которые в основном приурочены к широтным тектоническим трещинам, кроме одной, имеющей близмеридиональное простирание (жила № 7). В результате пострудных подвижек северо-восточного и северо-западного направления жилы смещены на небольшие амплитуды. Иногда отмечаются продольные пострудные смещения, вдоль которых жильная масса частично растаскана в плоскости простирания жил.

Жилы на Халадже прослеживаются по простиранию на 50-120 м, по падению — на несколько десятков метров, при средней мощности 0,2-0,3 м.

Жилы № 1 и 2 на горизонте разведочной штольни маломощные (10-15 см) и бедны сульфидами. Жила № 3, прослеженная восточным штреком на 110 м, представлена массивной полиметаллической рудой, сложенной сфалеритом, халькопиритом, галенитом и пиритом. Ближе к забою эта

жила выклинивается и переходит в измененные породы с редкой вкрапленностью пирита.

Особый интерес представляет жила № 9, в составе которой, кроме сульфидов и жильного кварца, значительную роль приобретает и гипс. Заметные скопления последнего отмечаются и в жиле № 11. В настоящее время геологоразведочные работы производятся на Тежадинском участке.

Рудные жилы Халаджа, в отличие от Шаумянских, характеризуются сравнительно простым строением.

Для Шаумян-Халаджского месторождения рудовмещающими породами являются кварцевые андезито-дацитовые порфиристы, широко распространенные в рудном поле. Это грубозернистые, иногда мелкозернистые породы с порфировыми выделениями крупных бипирамидальных зерен кварца, реже роговой обманки.

Тандзутское серноколчеданное месторождение

Район месторождения сложен осадочно-вулканогенными породами среднеэоценового возраста. Вся эта осадочно-вулканогенная толща, мощностью около 2000 м, выделяется под названием кироваканской свиты, которая в свою очередь подразделяется на две подсвиты: нижнюю – липаритовых порфиров и верхнюю – андезитовых порфиров.

Нижняя подсвита, мощностью около 400 м, сложена лавами и их пирокластами – вулканическими брекчиями. В них подсвита отмечаются прослои туфов и туфопесчаников. Среди вулканогенно-кластических пород отмечаются секущие, иногда силлообразные согласные тела субвулканических липаритовых порфиров. Обычно же выходы субвулканических липаритов образуют тела штокообразной и дайкообразной формы площадью от 0,3 до 3,0 км. Наиболее крупное тело отмечается около с. Лермонтово и занимает площадь в 3,5 кв. км.

Породы, слагающие верхнюю подсвиту, представлены андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, туффитами и туфопесчаниками. Мощность этой подсвиты составляет около 1500 м.

Породы осадочно-вулканогенной свиты среднего эоцена в районе месторождения прорваны субвулканическими липаритовыми телами, которые, как правило, гидротермально

интенсивно переработаны и нередко являются рудовмещающими. За пределами месторождения породы кироваканской свиты пересечены также кислыми и основными интрузиями.

В структурном отношении Тандзутское месторождение располагается в пределах Агстевской антиклинали, прослеживающейся в близширотном направлении ($290-300^{\circ}$) вдоль долины р. Агстев.

На фоне Агстевской антиклинали развиваются вулканические структуры, одна из которых прослеживается на собст-



Рис. 11. Общий вид Тандзутского месторождения (фото К. М. Мурадяна)

венно Тандзутском участке. Здесь, в сводовой части близширотной вулканической структуры, обнажаются породы нижней подсвиты, а на крыльях – осадочно-вулканогенные образования верхней подсвиты. Судя по характеру контакта этих двух подсвит, падение пород довольно крутое и достигает на южном крыле 60° , а на северном – 85° .

Рудовмещающие породы на участке месторождения с севера и юга ограничиваются двумя крупными разломами, осложняющими крылья Агстевской антиклинали. Одно из этих нарушений фиксируется к северу от месторождения,

протягивается вдоль р. Тандзут в широтном направлении примерно на 6–7 км, а второе нарушение – Лермонтовский сброс – прослеживается к югу от месторождения, почти параллельно первому; вдоль него рудовмещающие липаритовые порфиры контактируют с андезитовой подсвитой. Оба разлома круто падают в южные румбы.

С указанными разрывными нарушениями связаны зоны рассланцованных и раздробленных пород, которые пользуются значительным развитием во вмещающих липаритовых порфирах и имеют близширотное направление. Наиболее интенсивная рассланцованность и раздробленность вмещающих пород фиксируется в приконтактной части их с андезитовыми порфиритами. С преобладающим близширотным направлением зон отслаивания и рассланцевания хорошо согласуется простираание серноколчеданных рудных тел.

Таким образом, благоприятными структурными элементами для локализации серноколчеданного оруденения на Тандзутском месторождении явились зоны межпластового отслаивания и рассланцевания, связанные с крупными разрывными нарушениями широтного простираания. Оруденение на участке месторождения контролируется этими нарушениями, осложняющими шарнирную часть Агстевской антиклинали.

Морфологически серноколчеданное оруденение представлено тремя самостоятельными, параллельно залегающими рудными линзами. Все три линзы расположены недалеко друг от друга, отделены участками пиритизированных пород и вытянуты вдоль широтного разрывного нарушения. Падают рудные тела на юг под углом 30–45°.

Наиболее крупной является основная линза, которая залегает в центральной части месторождения и по разведочным выработкам прослежена по простираанию на 560 м, по падению на 70 м. Мощность линзы в пределах контура промышленного содержания серы достигает 40 м. Верхняя часть линзы обнажена и частично отработана. В восточном направлении это рудное тело, разветвляясь, выклинивается, а к западу постепенно переходит в измененные и пиритизированные вмещающие породы. По данным буровых скважин, на глубине также отмечается выклинивание оруденения. Северная линза расположена в 70 м от основной, в ее лежащем боку и прослежена по простираанию на 280 м, а по падению

на 30 м. Мощность рудного тела – 20 м. Южная линза за-
 легает в висячем боку основной и прослежена по простира-
 нию на 140 м, по падению на 30 м. Кроме указанных руд-
 ных тел, во вмещающих породах отмечаются отдельные гнез-
 да и скопления неправильной формы, сложенные тонкозернис-
 тым серным колчеданом. Лежащий бок рудных тел сложен
 интенсивно измененными обеленными липаритовыми порфира-
 ми, а висячий бок – андезитовыми порфиритами и их клас-
 тическими образованиями.

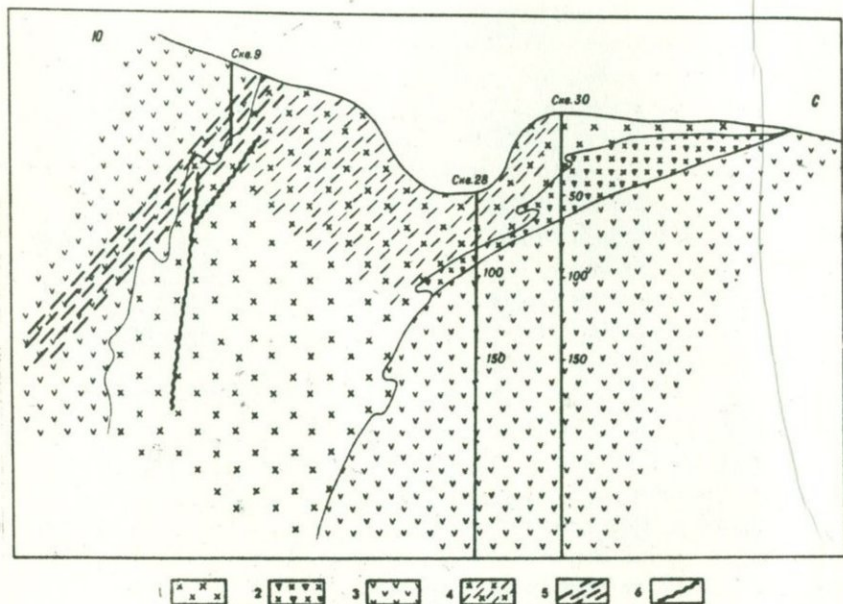


Рис. 12. Схематический разрез центрального участка Танзутского месторождения (по К. М. Мурадян). 1 – липаритовые порфиры; 2 – туфы и эруптивные брекчии липаритовых и фельзитовых порфиров; 3 – андезиты, их туфы и туфобрекчии; 4 – рассланцованные липаритовые и фельзитовые порфиры с серноколчеданным оруденением; 5 – зоны разрывных нарушений; 6 – полиметаллическая минерализация.

Район Чибухлинского месторождения в геологическом отношении почти не отличается от Тандзутского участка и сложен карбонатными отложениями мела и осадочно-вулканогенными образованиями среднего эоцена. Контакт между указанными разновозрастными толщами тектонический: по нему меловые известняки надвинуты на породы эоцена. Последние, как и меловые известняки, в принадвиговой зоне интенсивно дислоцированы.

Меловая карбонатная толща, сложенная сильно окремненными известняками и известковистыми песчаниками, протягивается в близширотном направлении по левому берегу Желтой речки, затем у слияния с Черной речкой переходит на ее правый берег и слагает склоны долины р. Чибухли. Около с. Куйбышев известняки перекрываются молодыми андезито-базальтовыми лавами.

Среднеэоценовая осадочно-вулканогенная свита, так же как на Тандзутском месторождении, подразделяется на две подсвиты: нижняя подсвита сложена липаритовыми порфирами, а верхняя – андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Породы нижней подсвиты пользуются ограниченным развитием и обнажаются в долине Черной речки, в балке "Рудокон" и в ряде участков долины Желтой речки. Кварцевые дациты и их туфобрекчии обычно интенсивно гидротермально изменены. Наряду с эффузивными липаритовыми порфирами по долинам Черной и Желтой рек, в виде отдельных небольших выходов отмечаются их секущие субвулканические тела.

Породы нижней подсвиты перекрываются андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, широко распространенными в районе месторождения и за его пределами. Среднеэоценовый возраст осадочно-вулканогенной толщи установлен на основании фаунистических определений из прослоев туфитов, встречающихся в составе верхней подсвиты.

Отложения мелового и среднеэоценового возраста интенсивно дислоцированы. Осадочно-вулканогенная свита среднего эоцена слагает антиклинальную складку близширотного простирания, в ядре которой на отдельных участках обнажаются субвулканические образования липаритовых порфиров,

подвергнутые интенсивному гидротермальному изменению. Антиклинальная складка в районе месторождения осложнена тектоническими нарушениями северо-запад-близширотного направления; одно из таких нарушений сбросового характера довольно отчетливо прослеживается по долине рч. Желтой. Два других нарушения широтного простирания отмечаются на участке серноколчеданного оруденения по рч. Черной.

В районе месторождения, кроме субвулканических липаритовых тел, известны выходы интрузивных пород умереннокислого и основного состава. Интрузивные породы рвут среднеэоценовые образования и, очевидно, несколько моложе субвулканических липаритовых порфиров. Небольшой выход гранодиоритовой интрузии расположен в 1,5–2 км от меднорудного участка, на правом берегу Желтой речки. Дайка же основных пород, внедрившаяся по тектоническому контакту среднеэоценовых вулканогенных образований с меловой карбонатной толщей, отчетливо прослеживается в широтном направлении вдоль устья Желтой речки до ее верховьев.

Медно- и серноколчеданное оруденение Чибухлинского месторождения контролируется разрывными нарушениями близширотного простирания и, особенно отчетливо, сопряженными с ними мелкими трещинами. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к зонам трещиноватости, дробления и рассланцевания, развивающимся в рудовмещающих липаритовых порфирах и на контакте их с андезитовыми порфиритами верхней подсвиты. Такие зоны фиксируются на Чернореченском и Желтореченском участках, а между ними вдоль широтного разлома отмечаются только полосы гидротермально измененных пород со слабой пиритизацией. Для локализации оруденения, таким образом, решающее значение имели, с одной стороны, зоны трещиноватости и рассланцевания внутри липаритовых порфиров, а с другой – контакт их с андезитовыми порфиритами; последние менее поддавались метасоматозу и служили экраном при рудоотложении.

Рудные тела на Чернореченском участке представлены крутопадающими линзообразными залежами. Одно из таких тел обнажается в русле Черной речки, причем основная его часть находится значительно ниже дна долины. Простирание серноколчеданных рудных тел в общем близширотное. Первое рудное тело прослежено по простиранию на 60 м,

по падению — на 100 м. Эта линзообразная залежь падает на юг под углом $50-60^{\circ}$. Средняя мощность ее составляет 20 м, которая на глубину постепенно уменьшается. Такая же картина наблюдается и по простираению залежи — в восточном и западном направлениях отмечается выклинивание ее, обеднение оруденения с переходом в минерализованные породы. Второе рудное тело расположено несколько севернее первого, прослежено по простираению и падению на 150–200 м. Залежь падает на юг под углом $65-70^{\circ}$. Мощность тела около 30 м, но к западу она уменьшается и вскоре рудное тело выклинивается. Небольшие по размерам серноколчеданные линзы и зоны прожилково-вкрапленного оруденения оконтурены и в балке "Рудокоп", в 1 км к северо-западу от Чернореченского участка.

В серноколчеданных рудных телах оруденение распределено неравномерно, в связи с чем содержание серы в них колеблется в широких пределах. Наиболее повышенные содержания серы (35–45%) отмечаются в плотных мелкозернистых серноколчеданных рудах. Наиболее низкими содержаниями серы (15–20%) характеризуются измененные породы с вкрапленностью пирита.

Необходимо отметить, что к району Чернореченского участка тяготеет небольшое проявление полиметаллических руд, расположенное в 2 км к юго-востоку от него, в ущелье правого притока рч. Черной. Морфологически полиметаллические рудные тела представлены маломощными жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения, залегающими в гидротермально измененных андезитовых порфиритах. Простираение кварцево-полиметаллических жил и зон северо-западное, при падении на юго-запад под углом $55-60^{\circ}$. По простираению отдельные кварцевые жилы прослеживаются на несколько десятков метров, при мощности от нескольких до 20–30 см. На участке рудопроявления более или менее отчетливо фиксируются 6–7 параллельно расположенных кварцево-полиметаллических жил.

Меднорудные тела Желтореченского участка представлены короткими жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Простираение жил широтное, при крутом падении их в большинстве случаев в южные румбы. Размеры большинства меднорудных жил по простираению и падению не превы-

шают нескольких десятков метров, а мощность их колеблется в пределах 0,2–1,5 м. Морфологически среди жил различают: простые по форме, четко отграниченные от вмещающих пород и сложные, невыдержанные по форме с нечеткими зальбандами. Последние местами разветвляются и образуют прожилки во вмещающих породах.

Жилы обычно сопровождаются зонами прожилково-вкрапленного оруденения, мощностью не более 12–15 м. Содержание меди в рудах составляет в среднем 1–2%, но в отдельных пробах повышается до 10–15%. Медноколчеданное оруденение в пределах участка распределено неравномерно, рудные тела маломощны, разобщены в пространстве и сколько-нибудь заметных концентраций не образуют.

Гидротермальные изменения вмещающих пород

Рудовмещающие вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы в результате постмагматических процессов в той или иной степени подвергнуты изменениям. Особенно интенсивно эти изменения проявились в пределах отдельных рудных полей, причем по своему характеру и минеральным фациям околорудные изменения на различных месторождениях носят почти идентичный характер.

Процессы изменения вмещающих пород и рудоотложения тесно взаимосвязаны и представляют собой отдельные этапы единого гидротермально-метасоматического процесса. Этим обусловлено наличие почти во всех породах металлогенных элементов, характерных для рудного процесса. Многочисленными спектральными анализами, выполненными нами и другими исследователями, в гидротермальных измененных породах почти постоянно фиксируются значительные содержания меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка и других металлогенных элементов.

На Шамлуге гидротермальным изменениям подвергнуты все породы, участвующие в строении месторождения. Эти изменения по своему характеру отвечают пропилитам, проявляются максимально на центральном участке, где они тесно связаны с дорудными разрывными нарушениями. Наблюдения показали, что гидротермальным процессам подвергнуты толщи липаритовых порфиров и туфобрекчий андезитовых порфиров.

Гидротермально измененные породы района Шамлутского месторождения изучены Э. М. Налбандяном. В результате проведенных исследований выделены минеральные фации гидротермально измененных пород, относящиеся к пропилитовой формации, характерной для пород среднего и умереннокислого состава.

В понятие фации вкладывается смысл как минеральных ассоциаций, так и их пространственного положения и степени распространения. Судя по взаимоотношениям главных компонентов, выделяются: 1) окварцованные, 2) кварцево-серицитовые, 3) кварцево-серицито-хлоритовые и 4) кварцево-хлоритовые породы.

Окварцованные породы почти нацело состоят из кварца с подчиненной ролью хлорита, серицита и карбоната. Из сульфидов обычно присутствует пирит. Эти породы развиты в верхних горизонтах месторождения.

В кварцево-серицитовых породах оба компонента находятся примерно в равных количествах и лишены включений каких-либо других минералов, однако в редких случаях в подчиненном количестве появляются хлорит, карбонат, пирит, а из аксессуарных — апатит и рутил. При этом наблюдается приуроченность апатита, иногда и хлорита к участкам развития крупнозернистого кварца.

Породы характеризуются реликтовой порфировой структурой; порфировые выделения плагиоклаза нередко замещены серицитом, хлоритом и кварцем. Карбонат встречается редко и, как правило, развивается по хлориту.

Некоторые разновидности этих пород, состоящие из "серицита" и названные П. Ф. Сопко "серицитолитами", развиты в лежачем боку ряда рудных жил. Термическим анализом этот "серицит" определен как гидромусковит. Присутствие кварца в этих породах дает основание различить кварцево-гидромусковитовую разность.

Кварцево-серицито-хлоритовые породы пользуются наибольшим распространением, особенно на нижних горизонтах месторождения. Хлорит и серицит в этих породах в одном случае находятся в равных количественных соотношениях и образуют тесные сростания, а в другом — они разобщены. В последнем случае пирит, как правило, приурочен к хлориту. В тесной ассоциации с хлоритом иногда разви-

вается и карбонат, причем на таких участках порода приобретает кварцево-серицито-хлорито-карбонатный облик.

В средней части разреза месторождения развиты кварцево-хлоритовые породы, которые с обеих сторон окаймлены кварцево-серицито-хлоритовыми изменениями. В отличие от последних, хлорит в кварцево-хлоритовых породах мелкозернистый и характеризуется несколько более повышенными показателями преломления.

На флангах месторождения небольшим распространением пользуются также огипсованные породы, образующие скопления и прожилки по внешним контурам развития промышленных медноколчеданных руд. Огипсование пород особенно отчетливо фиксируется на северо-западном фланге месторождения. Здесь в липаритовых порфирах на участках с богатой медной и полиметаллической минерализацией, в приконтактных частях и на определенном удалении наблюдаются скопления гипса в тесном сочетании с кварцем, хлоритом, серицитом и карбонатом. На отдельных участках породы подвергнуты каолинизации.

Наряду с интенсивно измененными, на флангах месторождения отмечаются площади относительно слабо измененных пород, которые по своему облику и содержанию характерных минералов не отличаются от пропилитовой формации. К ним относятся хлоритизированные и альбитизированные липаритовые порфиры и туфобрекчии андезитовых порфиритов. В них плагиоклаз, как правило, альбитизирован и хлоритизирован, в меньшей степени карбонатизирован и серицитизирован.

Описанные выше фации измененных пород пререзаны прожилками кварца, карбоната, реже хлорита.

В зависимости от характера рудовмещающих пород и расстояния от рудных тел на разных участках месторождения преобладает тот или иной тип изменения. На верхних горизонтах месторождения в липаритовых порфирах и их туфобрекчиях наиболее интенсивно проявились процессы окварцевания, местами с заметной ролью серицита. Монокварцевая фация развита и на других горизонтах, в особенности в призальбандовых частях многих рудных тел, но наиболее характерна для верхних горизонтов, где она размещена вблизи контактов штокообразных рудных тел. На поверхнос-

ти окварцевание наблюдается в центральной части месторождения.

На нижних горизонтах в толще туфобрекчий андезитовых порфиров значительным развитием пользуются кварцево-серицитовые и кварцево-серицито-хлоритовые породы. Эти измененные породы развиты исключительно вблизи рудных тел, где имеет место наиболее интенсивное воздействие гидротермальных растворов. При этом наблюдается приуроченность маломощных (0,2–0,4 м) и крутопадающих рудных жил к кварцево-серицитовым породам, а более мощных и пологопадающих жил к кварцево-серицито-хлоритовым породам. Вблизи зальбандов рудных тел обычно развивается крупнокристаллический кварц, постепенно сменяющийся мелкокристаллическим кварцем, который ассоциирует с серицитом. Примерно на расстоянии 50–60 м от зальбанда, кварцево-серицитовая ассоциация переходит в кварцево-серицито-хлоритовую.

На участках между кварцево-серицито-хлоритовыми породами локально развиты кварцево-хлоритовые породы, которые прослеживаются в туфобрекчиях андезитовых порфиров от нижних горизонтов до контакта с липаритовыми порфирами.

В поверхностных условиях на западном и восточном флангах месторождения изменения в туфобрекчиях андезитовых порфиров приближаются к кварцево-хлоритовой фации, однако облик этих изменений несколько отличается от кварцево-хлоритовых пород, развитых на Центральном участке.

В заключение следует отметить, что в отношении поискового признака определенную роль приобретают кварцево-серицитовые породы, занимающие промежуточное положение между локально развитыми монокварцевыми и распространенными на значительных расстояниях от рудных тел кварцево-серицито-хлоритовыми породами.

Околорудные изменения вмещающих пород Алавердского месторождения по своему характеру почти не отличаются от таковых Шамлугского рудного поля. Здесь, как и на Шамлуге, в зависимости от состава вмещающих пород и степени их тектонической переработанности характер и интенсивность гидротермального изменения несколько различны. Эти изменения в целом носят характер пропилитизации

с образованием окварцованных, кварцево-серицитовых, кварцево-серицито-хлоритовых и кварцево-хлоритовых пород. В андезитовых порфиритах и их туфобрекчиях некоторую роль приобретает также процесс эпидотизации.

Наблюдается приуроченность зон пропилитизированных пород к разрывным нарушениям различного направления. Наиболее мощные зоны интенсивно измененных пород отмечаются вдоль дорудных нарушений меридионального простирания. В частности, такие мощные зоны измененных пород приурочены к Алавердскому сбросу и сопряженным трещинам. К разрывным нарушениям северо-западного и близширотного простираний приурочены менее мощные и малопротяженные полосы гидротермально измененных пород.

Околорудные изменения на Ахтале в общем носят такой же характер, как на Шамлугском и Алавердском месторождениях.

Наиболее интенсивные изменения фиксируются в рудовмещающей толще кварцевых дацитов и их туфов, первичная структура которых в большинстве случаев затушевана и представлена мелкозернистой массой вторичного кварца. Однако процессам гидротермального изменения подвергнуты не только породы кварц-дацитовой толщи, но и перекрывающие ее андезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, широко распространенные в районе Ахтальского месторождения.

В ранних работах по геологии и рудоносности месторождения описание гидротермально измененных пород приводится в общих чертах. В последние годы специальным изучением этих метасоматических образований, с целью выяснения их поискового значения, занимались А. Г. Казарян, группа геологов КИМСа-В. Г. Гогшвили, Г. Г. Зулиашвили, Н. А. Каландаришвили. Исследования в этом направлении ныне проведены Э. М. Налбандяном и Св. С. Мкртчян.

Среди гидротермально измененных пород выделяются вторичные кварциты и пропилитизированные породы. Кварциты образуются в результате метасоматического преобразования главным образом кварцевых дацитов, частично андезитовых порфиритов и непосредственно примыкают к рудным телам. Основными компонентами вторичных кварцитов являются кварц, гидрослюда и серицит; подчиненное распространение имеют диксит, пиррофиллит, алунит и барит.

Последний, в отличие от барита, связанного с процессами рудоотложения, является более ранним и встречается в незначительном количестве во вторичных кварцитах. Отдельные фации, характерные в общем для вторичных кварцитов, в этих метасоматических образованиях развиты слабо и представлены монакварцитами, кварцево-слюдистыми и слюдисто-кварцевыми метасоматитами. Макроскопически эти разности почти не отличаются друг от друга.

В районе Ахтальского месторождения сравнительно широкое развитие имеют пропилитизированные породы, которые встречаются вокруг метасоматических кварцитов. Пропилиты сложены главным образом кварцем, хлоритом, эпидотом, альбитом, карбонатом. Окварцевание развито преимущественно в кварцевых дацитах и их туфах, хлоритизация и эпидотизация наиболее характерны для андезитовых порфиритов, а кварцево-серицитовая фация встречается почти в равной мере в обоих типах пород. Во всех перечисленных фациях пропилитов сопутствующими минералами являются пирит, рутил и остаточный апатит.

Окварцованные породы наибольшим развитием пользуются в непосредственной близости от полиметаллических рудных тел. По мере удаления от рудных линз, окварцованные породы, постепенно обогащаясь серицитом, переходят в кварцево-серицитовую фацию, местами с некоторой ролью хлорита и карбоната. Так, на значительном расстоянии от полиметаллических линз небольшие скопления прожилково-вкрапленных свинцово-цинковых руд приурочены к породам, в которых количество серицита превалирует над кварцем. На юго-восточном фланге месторождения кварцево-серицитовые изменения развиваются в андезитовых порфиритах и кварцевых дацитовых порфирах.

Хлорит развивается преимущественно за счет основной массы андезитовых порфиритов в приконтактовой части их с рудными телами. В плагиоклазовых фенокристаллах в парагенезисе с альбитом, эпидотом и кальцитом значительную роль приобретает процесс серицитизации. По мере удаления от приконтактовой части изменения в андезитовых порфиритах приобретают облик хлорито-эпидотовой фации, с развитием хлорита и эпидота за счет основной массы породы.

Отдельные фации вторичных кварцитов и пропилитов не

всегда удается четко разграничить; они в большинстве случаев затушеваны в результате наложения на них продуктов более поздних процессов, связанных с деятельностью магматических очагов.

На фоне гидротермальных изменений, носящих площадной характер, более или менее четко отбиваются околожильные изменения, которые локально прослеживаются вдоль рудоконтролирующих структур. Околожильные изменения, согласно наблюдениям, развиваются в рудном этапе и сопровождают весь процесс рудоотложения.

Изучение взаимоотношений околожильных измененных пород между собой и с рудными телами, в соответствии с данными Н. М. Чернышова (1962), позволяет прийти к выводу, что: 1) железо-магнезиальный метасоматоз несколько опережал процесс отложения руд, причем концентрация магния доходила до предела к моменту отложения медноколчеданных руд; 2) калий, непрерывно участвующий в рудном процессе, проявляет тенденцию к возрастанию геохимической подвижности в период полиметаллической стадии минерализации; 3) в конечные же стадии процесса рудоотложения происходят огипсование и баритизация вмещающих пород.

Гидротермальные изменения вмещающих пород, предшествующие и сопровождающие отложение рудных минералов, в пределах Кафанского рудного поля имеют локальное распространение и развиваются в основном вдоль рудных жил и трещин широтного, близширотного и меридионального направлений. В результате этих изменений образуются интенсивно серицитизированные, хлоритизированные, окварцованные породы — пропилиты.

Среди пропилитизированных пород выделяются: 1) окварцованные, 2) кварцево-серицитовые, 3) кварцево-серицитохлоритовые и 4) кварцево-хлоритовые разности.

Наиболее широким распространением в пределах рудного поля пользуются окварцованные и кварцево-серицитовые породы. Окварцевание охватывает значительные площади и проявляется с разной интенсивностью; в одних случаях образуются монокварцевые, а в других — кварцево-серицитовые породы. В прозрачных шлифах вторичный кварц наблюдается в виде мелких разрозненных зерен или скоплений в постоянной ассоциации с серицитом и рудным минералом.

Судя по наличию кварца различных генераций, процесс окварцевания был длительным. С одной стороны, окварцевание пород предшествовало процессу рудоотложения, а с другой стороны, сопровождало этот процесс.

Во вмещающих породах значительным развитием пользуется также процесс серицитизации. Серицит вместе с кварцем особенно интенсивно развивается вблизи рудных тел. Изучение образцов вмещающих пород, взятых из близзальбан-довых частей жил, показывает, что серицит развивается за счет плагиоклазов (альбита), причем можно проследить все переходы от сохранившихся зерен альбита через зерна альбита с включениями серицита, до выделений, выполненных или серицитом, или же серицитом и кварцем.

Процессы хлоритизации вмещающих пород особенно интенсивно проявляются на участках развития андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов (рудник № 7-10), хотя и другие породы – кварцевые андезито-дациновые порфириты, их туфобрекчии – нередко также затронуты хлоритизацией. Хлорит вместе с кварцем и серицитом образует кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые породы.

Хлорит обычно развивается за счет вкрапленников плагиоклаза и вулканического стекла, отличается своей светло-зеленой окраской и тесно ассоциирует с серицитом. Однако встречаются разности, где хлорит развивается в ассоциации с кварцем, а серицит отсутствует вовсе.

Во всех этих измененных породах почти постоянно отмечается вкрапленность пирита. Процесс пиритизации вмещающих пород довольно интенсивно проявляется на различных участках рудного поля. Мелкая вкрапленность пирита развивается преимущественно вблизи рудных тел, образуя ореолы, но нередко охватывает также и более удаленные участки.

Кроме пропилитизированных пород, в пределах рудного поля развиты и вторичные кварциты, которые в большинстве случаев выражены своими средними и внешними фациями. О наличии средней фации вторичных кварцитов свидетельствует присутствие в них алунита и диккита, не типичных для прочих измененных пород. Внешняя же фация, являющаяся переходной к пропилитовым изменениям, представлена серицитовыми кварцитами. Зональность минеральных фаций во вторичных кварцитах выражена нечетко.

Вторичные кварциты по сравнению с пропилитовым изменением вмещающих пород имеют локальное развитие и обычно приурочены к субвулканическим интрузиям кварцевых дацитов, представляющих собой близповерхностные внедрения.

Судя по характеру изменения вмещающих пород Кафанского рудного поля, газотермальные процессы протекали в условиях небольших глубин и температур и вызвали замещение полевых шпатов альбитом, первичных цветных минералов серицитом, хлоритом, карбонатом, с одновременным образованием пирита. При этом наиболее подвижными компонентами оказались: K , Mg , Na и Ca . По условиям образования и минеральному составу эти метасоматические образования отвечают вторичным кварцитам и более широко развитым пропилитизированным породам.

Наряду с отмеченными, на отдельных участках развиты интенсивно алунитизированные и карбонатизированные породы. Скопление алунита в тесной ассоциации с кварцем отмечается вдоль разрывного нарушения северо-западного направления, прослеженного многими исследователями по долине р. Халадж. Карбонатизированные породы встречаются довольно часто на различных участках рудного поля.

Местами в поверхностных условиях развиты каолиноподобные породы, которые с глубиной выклиниваются и в подземных горных выработках отсутствуют. Образование этих пород происходит в гипергенных условиях путем воздействия сернокислых растворов на серицит и перехода последнего в совершенно белую каолиноподобную породу.

На Шаумян-Халаджском участке вмещающие кварцевые андезито-дацитовые порфириды в свежем виде встречаются редко. Гидротермальное изменение кварцевых андезито-дацитовых порфиритов, как и повсюду в пределах рудного поля, выражено в окварцевании, серицитизации, хлоритизации, местами в алунитизации и карбонатизации пород. Нахождение алунита в виде заметных скоплений вместе с кварцем, серицитом, хлоритом и другими минералами во вторичных кварцитах, развитых вдоль алунитового (Халаджского) разлома, свидетельствует о приповерхностных условиях образования этих пород.

По сравнению со вторичными кварцитами более широким развитием пользуется пропилитовое изменение вмещающих

пород, выраженное в замещении первичных цветных минералов эпидотом, хлоритом, серицитом, кальцитом и др. с одновременным образованием мелкой вкрапленности пирита.

В районе Тандзутского месторождения более или менее интенсивным гидротермальным изменениям подвергнута подавляющая часть пород, однако наиболее отчетливо эти изменения проявились во вмещающих липаритовых порфирах, отчасти в андезитовых порфиритах и их пирокластах.

Специальное изучение метасоматических образований в районе Тандзутского рудного поля проводилось С. С. Ачик-гезяном (1964) и К. М. Мурадяном (1965). Проведенные исследования показали, что гидротермальные изменения вмещающих пород выражены широко развитым процессом пропилитизации с образованием почти всех характерных минеральных фаций, от самой внешней – амфиболо-эпидотовой до самой внутренней – кварцево-серицитовой, являющейся переходной фацией пропилитов во вторичные кварциты по Н. И. Наковнику (1947). Формация вторичных кварцитов, развивающаяся в основном по кислым вулканическим породам – липаритовым порфирам, представлена неполным комплексом минеральных фаций – монокварцевой, диаспоровой, алунитовой, баритовой, пирофиллитовой и серицитовой. Отличительной чертой вторичных кварцитов является выпадение из комплекса корундовой, андалузитовой и каолинитовой фаций.

В пропилитовой формации выделяются:

1. Альбитизированные, амфиболизированные, эпидотизированные и хлоритизированные породы, в которых порфировые выделения плагиоклаза почти нацело замещены альбитом или эпидотом, а моноклинного пироксена (авгит) – волокнистым агрегатом актинолитовой роговой обманки, чешуйками хлорита группы грохаунт-прохлорит и зернистыми агрегатами лейкоксена и магнетита.

2. Хлоритизированные, карбонатизированные и окварцованные породы. В них андезин обычно замещен альбитом, карбонатом, хлоритом и кварцем, а авгит – хлоритом, кварцем и рутилом. Карбонат представлен кальцитом, доломитом, сидеритом и магнезитом.

3. Хлоритизированные, серицитизированные и окварцованные породы, в которых плагиоклаз частично или полностью замещен серицитом и кварцем, а за счет авгитовых фено-

кристаллов развиваются хлорит, кварц и мелкие агрегаты рутила. Основная масса в общем хлоритизирована и серицитизирована. Здесь встречается пирит, который фиксируется на фоне темноцветных минералов и магнетита. Выделения пирита обычно окружены хлоритовой или серицитовой оторочкой.

4. Окварцованные и серицитизированные породы, сложенные мелкими чешуйками серицита и кристалликами кварца. В этих породах почти постоянно присутствуют пирит, изредка другие сульфиды (халькопирит, галенит, сфалерит). Кварцево-серицитовые породы часто сопровождают слабо проявленное на Тандзутском месторождении полиметаллическое оруденение.

Выделенные типы измененных пород по своим минеральным ассоциациям почти полностью отвечают амфиболо-эпидотовой, эпидото-хлоритовой, хлорито-карбонатовой, серицито-карбонатовой и кварцево-серицитовой фациям пропилитов.

Для вторичных кварцитов, развитых на Тандзутском месторождении, самой внешней фацией, граничащей со свежими исходными породами, является серицитовая фация, постепенно переходящая в зону пропилитового изменения.

Во вторичных кварцитах отмечаются следующие фации:

1. Монокварцевая, состоящая почти нацело из зерен кварца неправильной формы. В породе в незначительном количестве изредка присутствуют пирофиллит, серицит и рутил.

2. Кварцево-диаспоровая. Диаспор обычно занимает 30-40% общей массы породы и представлен изометрическими, призматическими кристаллами кайзерита или танатарита(?). В породе отмечается постоянное присутствие алунита и пирофиллита, причем к скоплениям последнего пространственно тяготеют колломорфные образования пирита.

3. Кварцево-алунитовая порода, состоящая из изоморфных, короткопризматических кристаллов алунита (25-45%) и зерен кварца (55-75%). Постоянными спутниками являются гематит и рутил.

4. Кварцево-пирофиллитовая порода сложена в основном мелкими чешуйками пирофиллита и зернами кварца. Иногда сравнительно крупные выделения пирофиллита образуют пластинчато-лучистые агрегаты. В кварцево-пирофиллитовой породе довольно часты случаи нахождения минералов предыдущих фаций вторичных кварцитов - диаспора и алунита, ко-

торые обычно корродированы пиррофиллитом. Кроме отмеченных, в породе в тесной ассоциации с пиррофиллитом встречается мелкочешуйчатый серицит; последним окаймлены и замещены пиррофиллитовые выделения. Из рудных минералов постоянным спутником является пирит, образующийся почти одновременно с пиррофиллитом или несколько позднее последнего.

Интенсивность проявления и характер пространственного размещения фаций пропилитов и вторичных кварцитов в пределах Тандзутского рудного поля находятся в зависимости от исходного состава пород. Так, амфиболо-эпидотовое изменение в равной мере развивается и в липаритовых порфирах Лермонтовского выхода, и в осадочно-вулканогенных породах верхней подсвиты.

Хлорито-карбонатная фация пользуется незначительным развитием на Лермонтовском выходе, но зато слагает мощные зоны на Тандзутском и Андраникском участках. Этот тип изменения развивается в основном по андезитовым порфиритам и в районе месторождения буровыми скважинами прослежен до глубины 275 м. Выше по разрезу и в горизонтальном направлении хлорито-карбонатные переходят в хлорито-серицитовые породы, образующиеся преимущественно по андезитам, реже — по липаритовым порфирам. Хлорито-карбонатные породы в свою очередь сменяются хлорито-серицитовыми, наиболее интенсивно проявленными в андезитовых порфиритах. Внутренняя — кварцево-серицитовая фация пропилитов гораздо шире развита в липаритовых порфирах, чем в андезитовых порфиритах. В пределах рудного поля кварцево-серицитовые породы окаймляют весь комплекс вторичных кварцитов и, в частности, кварцево-пиррофиллитовые образования. Переход между указанными фациями постепенный. По данным скважин, пробуренных на Тандзутском участке, на более глубоких отметках развиты кварцево-серицитовые породы, постепенно переходящие кверху в кварцево-пиррофиллитовые изменения с колломорфным пиритом.

Кварцево-пиррофиллитовые изменения на восточном фланге Тандзутского участка сменяются кварцево-баритовыми, а на западном — кварцево-алунитовыми образованиями. Кварцево-диаспоровые породы распространены севернее Тандзутского карьера и слагают ядро вторичных кварцитов.

Монокварцевая фация развита несколько северо-восточнее зоны кварцево-пироксилитовых пород и непосредственно примыкает к окварцованным и серицитизированным андезитовым порфиритам.

Таким образом, в развитии метасоматических образований в пределах Тандзутского рудного поля наблюдается более или менее отчетливо выраженная горизонтальная и вертикальная зональность. В ореоле гидротермально измененных пород внутренние фации вторичных кварцитов занимают центральное положение и окаймлены более внешними фациями, почти всегда закономерно переходящими в пропилиты. Вертикальная зональность выражается в закономерной смене с глубиной фаций вторичных кварцитов пропилитами.

На основании подсчета привноса-выноса вещества при метасоматических процессах С. О. Ачикгезян (1964) приходит к выводу о том, что поведение SiO_2 и Al_2O_3 в пропилитах почти одинаковое, в то время как во вторичных кварцитах они ведут себя по-разному. В пропилитах и вторичных кварцитах FeO и Fe_2O_3 тесно связаны друг с другом. Примерно такая же связь отмечается между Na_2O и K_2O , поведение которых несколько различно в амфиболо-эпидотовой фации.

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что образование характерных метасоматических фаций пропилитов и вторичных кварцитов на Тандзутском месторождении происходило по липаритовым порфирам и андезитовым порфиритам в результате воздействия газогидротерм, выделившихся из вулканических очагов. Весь этот процесс завершается отложением сульфидов, причем отмечается пространственная приуроченность серноколчеданного оруденения к кварцево-пироксилитовым, а полиметаллического – к кварцево-серицитовым породам.

Рудовмещающие породы Чибухлинского месторождения по своему облику и характеру изменения почти не отличаются от метасоматических образований, развитых на Тандзутском месторождении. Вторичные кварциты, возникшие за счет вмещающих липаритовых порфиров, по своим минеральным фациям и количественному соотношению слагающих компонентов являются аналогом тандзутских метасоматитов. Здесь так же, как на Тандзуте, вторичные кварциты через кварцево-серицитовую фацию переходят в пропилитовые изменения, которые характерны преимущественно для андезитовых порфиритов.

МИНЕРАЛОГИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ

В этой главе приводится описание минерального состава типов, текстурно-структурных особенностей руд и парагенезисов минералов медно-серноколчеданных и полиметаллических месторождений, размещенных в Алавердском, Кафанском и Базумском рудных районах. Для руд колчеданных месторождений характерно присутствие в них в различных количественных соотношениях почти одних и тех же гипогенных минералов, среди которых главными являются сульфиды, подобные им соединения и сульфосоли. Роль прочих соединений в сложении минеральных ассоциаций подчиненная, хотя на отдельных месторождениях некоторые из них, как, например, сульфаты кальция и бария, распространены довольно широко.

Для удобства изложения фактического материала и показа сходных и отличительных черт оруденения отдельных промышленных типов описание минерального состава руд приводится раздельно для медноколчеданных, серноколчеданных и полиметаллических месторождений.

При описании учтены степень распространенности и промышленная ценность минеральных видов и их разновидностей.

Минеральный состав руд медноколчеданных месторождений

Руды медноколчеданных месторождений Шамлуг, Алаверди и Кафан характеризуются разнообразным составом и состоят из довольно постоянного комплекса минералов. По ти-

пу оруденения они в основном серно-медноколчеданные, хотя местами, в частности, в верхних горизонтах месторождений, встречаются медно-цинковые и полиметаллические руды.

Минеральный состав руд медноколчеданных месторождений бегло и кратко описан многими исследователями. В этих описаниях иногда недостаточно полно освещены вопросы морфогенетических особенностей, генераций и парагенетических соотношений минералов, а также содержания в них элементов-примесей. В своих исследованиях мы попытались восполнить этот пробел.

Руды Шамлугского, Алавердского и Кафанского медноколчеданных месторождений с отдельными перерывами нами изучались в течение ряда лет, при этом на Шамлуге особое внимание было уделено серно-медноколчеданному оруденению жилы № 5, а также медно-цинковому и полиметаллическому типам. В связи с недоступностью для осмотра выработок центральной части Алавердского месторождения, нами детально изучению подверглись прожилково-вкрапленные руды его западного фланга. В процессе изучения минерального состава руд Кафана нам удалось установить и описать ряд новых, ранее не известных для этого месторождения минералов: алтаит, петцит, люционит, станнин, "аксессуарный" реньерит и др.

Ниже приводится описание отдельных минералов с учетом степени их распространенности и промышленной ценности.

Халькопирит является одним из главных рудослагающих минералов на Шамлугском, Алавердском, Кафанском и Чибухлинском (Желтая речка) месторождениях.

Содержание халькопирита в различных типах и подтипах руд Шамлугского и Алавердского месторождений резко колеблется от следов до 60-70%. Максимальное содержание минерала отмечается в серно-медноколчеданных рудных телах, в которых халькопирит иногда превалирует над другими сульфидами, вместе с тем в полиметаллических рудах он резко подчинен сфалериту.

В рудных телах по их простиранию и падению халькопирит распространен более или менее равномерно, но, как отмечают О. С. Степанян и Н. Я. Монахов, в некоторых штоках Шамлуга (например, шток "Д") в вертикальном направлении наблюдается зональное распределение минерала.

Таблица 1

Минералы медноколчеданных руд месторождений Шам-
луг, Алаверди и Кафан

Нерудные		Рудные	
основные	второстепенные	основные	второстепенные
Кварц	Барит	Халькопирит	Теннантит
Хлорит	Кальцит	Пирит	Станнин
Серицит	Доломит	Сфалерит	Эмплектит
Гипс	Сидерит	Галенит	Виттихенит
Ангидрит	Анкерит	Борнит	Аргентит
	Гидромусковит	Халькозин	Алтаит
	Леверрьерит	Энаргит	Гессит
	Халцедон		Петцит
	Алунит		Люционит
	Диксит		Марказит
	Каолинит		Электрум
	Флюорит		Золото
	Апатит		Серебро
	Клиноцоизит		Теллур
	Рутил		Висмутин
			Гематит
			Арсенопирит
			Молибденит
			Повеллит
			Шеелит
			Ковеллин
			Мелонит
			Галеновисмутит(?)
			Реньерит ^x
			Германит ^x

^x Реньерит и германит в рудах Кафанского и Ахтальско-го месторождений представлен в виде "аксессуарных" минералов.

Как правило, количество халькопирита постепенно уменьшается от массивных к вкрапленным рудам.

Халькопирит в рудах встречается в виде отдельных зерен

размером от 0,5 - 1 до 2 мм или сплошных агрегатов в тесной ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом и жильными минералами. Изучение полированных шлифов показывает, что халькопирит почти во всех типах руд выделяется позднее пирита, замещает агрегаты последнего.

Взаимоотношения халькопирита с другими сульфидами позволяют выделить по меньшей мере три генерации его.

Халькопирит первой генерации, слагающий основную часть серно-медноколчеданной руды, находится в тесном сростании с пиритом П. Нередко основной фон шлифа состоит из зернистых агрегатов и пролей халькопирита с мелкими включениями пирита неправильной формы. Иногда встречаются колломорфные образования, в которых каемки пирита чередуются с тонкими слоями, состоящими из халькопирита.

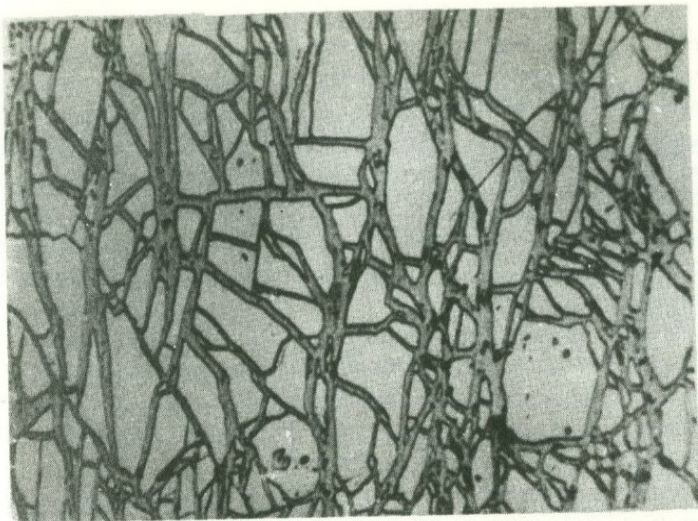
Возникновение колломорфных выделений халькопирита следует объяснить раскристаллизацией гелей сложного состава, в процессе которой образуются чередующиеся зоны пирита и халькопирита. О сложном составе гелей свидетельствует почти постоянное присутствие меди (до 1%) в кристаллах пирита. Вместе с тем, некоторые авторы возникновение колломорфных текстур халькопирита и сфалерита пытаются объяснить процессом замещения колломорфных почек пирита.

В рудах Чибухлинского месторождения ранний халькопирит совместно с пиритом образует мелкие ангедральные поля или же прожилки и цепочки зерен, размером 0,05-0,1 мм.

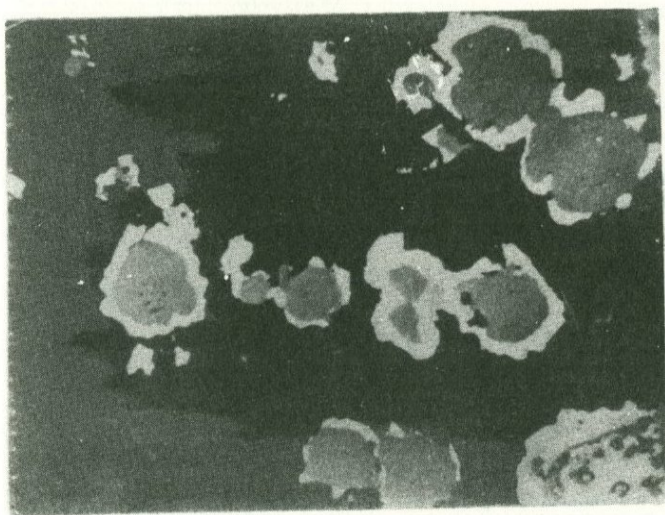
Зернистые агрегаты халькопирита иногда пересечены тоненькими прожилками кварца с вкрапленностью халькопирита более поздней генерации. С пиритом халькопирит образует коррозионную и петельчатую структуры замещения. Разъедание и замещение происходит с периферии и по трещинкам раздробленных зерен пирита. При этом наблюдается целая сеть прожилков халькопирита, который, окаймляя корродированные зерна пирита, образует петельчатую структуру.

Ко второй генерации относится халькопирит, образующий тесные сростания со сфалеритом, галенитом, теннантитом и борнитом. Изредка в полях сфалерита наблюдается мелкая эмульсионная вкрапленность халькопирита. В полиметаллических рудах халькопирит в количественном отношении резко подчинен сфалериту.

По данным микроскопических исследований, в полиметал-



Фиг. 13. Структура пересечения раздробленных зерен пирита (белое) халькопиритом (серое). Полир. шлиф. x 115.



Фиг. 14. Замещение краевых частей зерен сфалерита (серое) халькопиритом (белое). Черное — нерудные минералы. Полир. шлиф. x 115.

лических рудах Шамлуга устанавливается следующая последовательность в выделении сульфидов. Халькопирит второй генерации, как правило, выделяется позднее пирита Ш, но вместе с тем несколько позднее сфалерита или почти одновременно с последним. Относительно крупные выделения сфалерита в отдельных участках частично замещены халькопиритом. Замещение сфалерита иногда наблюдается только с периферии его выделений. Халькопирит второй генерации в ассоциации со сфалеритом и галенитом местами образует субграфические срастания.

К самым поздним выделениям, т. е. к третьей генерации относится халькопирит, который в виде отдельных зерен или небольших скоплений изредка встречается в карбонатных прожилках. Последние заполняют трещины, секущие рудные тела и дайки диабазового порфирита.

В рудах Кафанского месторождения халькопирит встречается в виде массивных скоплений в тесной ассоциации с пиритом и кварцем. В ряде случаев массивный халькопирит слагает отдельные участки жил, но преобладающим типом руд является пирит-халькопиритовый. В иных случаях халькопирит в подчиненном количестве присутствует в халькозин-борнит-энаргитовых и полиметаллических рудах. Таким образом, количественные соотношения халькопирита с другими рудообразующими минералами резко различны.

На Кафанском месторождении халькопирит развит в двух разновидностях — колломорфной и зернистой, при обычном преобладании последней. Колломорфный халькопирит нами отмечен в рудниках № 1-2 (жила № 6 бис), № 6 (жила № 9), в Капитальной штольне (жила № 29).

По данным химических анализов, состав кристаллически-зернистого и колломорфного халькопиритов очень близок к теоретическому (табл. 3).

Изучение полированных шлифов показало, что халькопирит образует поля, состоящие из кристаллических агрегатов или колломорфных выделений в тесной ассоциации с пиритом. Халькопирит часто окаймляет идиоморфные, иногда слегка корродированные зерна пирита или же развивается в нем по трещинам, образуя структуру замещения. В жилах нередко наблюдается как пирит от зальбандов жил к центру сменяется халькопиритом. Вместе с тем, в ряде случаев

Таблица 2

Спектральные анализы халькопиритов

Ком- по- нен- ты	М-ние Шамлуг		М-ние Алаверди		М-ние Чибухлы
	халькопи- рит 1	халькопи- рит II	халько- пирит I	халько- пирит II	халькопирит 1
Pb	0,001-0,003	0,01-0,03	0,001	0,01	0,001-0,003
Zn	0,03-0,1	0,3-1,0	0,1	0,3	0,02 - 0,06
Ag	0,001-0,003	0,003	-	0,1	0,03
Bi	0,003-0,01	0,003	-	0,001	0,003-0,01
As	-	-	-	0,1-0,3	-
Mn	-	0,01-0,03	-	-	-
Co	-	0,003-0,01	-	-	-
Ba	0,1-0,3	0,3-1,0	-	-	0,03
Jn					0,001-0,003

Таблица 3

Химические анализы халькопиритов Кафана

Ком- по- нен- ты	Характеристика и место взятия образца				
	Колломорф- ный халько- пирит рудник № 1-2 гориз. 765 жила № 6 бис	Кристалли- чески-зер- нистый халь- копирит руд- ник № 1-2 гориз. 765 жила № 9	Колломор- фный халь- копирит рудник № 6 гориз. 40 жила № 17	Колломор- фный халь- копирит рудник № 5 гориз. 60 жила № 4	Нормаль- ный халь- копирит по А. Г. Бетех- тину
Cu	26,72	32,26	28,17	33,22	34,57
Fe	31,18	31,48	33,15	29,37	30,54
S	37,84	35,04	35,63	33,80	34,90
Se	0,0070	0,0060	-	-	-
Te	0,0050	0,0045	-	-	-
н/ост.	0,76	0,51	-	-	-
Сум- ма	96,51	99,30	96,95	96,39	100,01

Аналитик Т. Т. Авакян

Автор Э. А. Хачатурян

В. Н. Котляр, А. Л. Додин

халькопирит с колломорфным пиритом образует тесные срастания с характерной метаколлоидной структурой. Кроме того, отмечается еще пирит более поздний, чем халькопирит. Под микроскопом поздний пирит наблюдается в полях халькопирита в виде хорошо выраженных цепочек или же в виде метакристаллов, развивающихся за счет колломорфного пирита.

Тесные срастания халькопирита устанавливаются также с борнитом, теннантитом, энаргитом, сфалеритом. В полях последнего халькопирит нередко образует мелкую эмульсионную вкрапленность.

Травлением царской водкой в сплошных полях халькопирита выявляются мелкие сдвойникованные зернистые агрегаты. В последних нередко устанавливаются структуры смятия, выражающиеся в изогнутости двойниковых полосок халькопирита, что является следствием динамического воздействия на руды после их отложения.

Взаимоотношения халькопирита с другими минералами показывают, что он начал выделяться после пирита ранней генерации, а основная масса его отлагалась в медноколчеданную (пирит-халькопиритовую) стадию минерализации. Более поздние генерации халькопирита в небольшом количестве образуются в медно-мышьяковую и полиметаллическую стадии рудоотложения в тесной ассоциации в одном случае с халькозинном, борнитом, теннантитом и энаргитом, а в другом — со сфалеритом, галенитом и теллуридами Pb, Bi,

As и Ag. Довольно отчетливо выделяются четыре генерации халькопирита, которые встречаются в различных парагенезисах минералов и несколько отличаются по содержанию селена и теллура.

Из табл. 4 видно, что наиболее высокое содержание Se отмечается в халькопиритах широко развитой в пределах месторождения медноколчеданной стадии минерализации, а Te — в менее распространенной — полиметаллической стадии. Кроме Se и Te, по данным химических анализов, в халькопиритах присутствует также Ge от следов до 0,0028%. Интересно отметить также, что в Чибухлинском медном концентрате с содержанием Cu — 19,9% присутствуют: Se — 0,0137% и Te — 0,004%.

Спектральные анализы халькопиритов, выполненные в лабораториях Ленинградского горного института и Институ-

Таблица 4

Определение селена и теллура в халькопиритах Кафана

№ п/п	Стадии минера- лизации	Генерации халькопирита	Коли- чество анализов	Среднее со- держание в %		Отно- шение Se:Te
				Se	Te	
1	Серноколчедан- ная	Халькопирит I	4	0,0042	0,0014	3:1
2	Медноколчедан- ная	Халькопирит II	9	0,0166	0,0012	13,8:1
3	Медно-мышья- ковая	Халькопи- рит III	3	0,0044	0,0014	3;1:1
4	Полиметалли- ческая	Халькопи- рит IV	5	0,0065	0,0240	0,27:1

та геологических наук Академии наук Арм. ССР, показывают наличие в них постоянно: Mn, Ti, Zn, Pb, Ag; спорадически – Ni, Co, Sb, As, Sn, Cd, Au, Ge.

Пирит в виде различных морфогенетических разновидностей встречается во всех типах колчеданных руд. Количество пирита в них колеблется в широких пределах; максимальное распространение минерала отмечается в серноколчеданных, а минимальное – в полиметаллических рудных телах.

По своим взаимоотношениям с рудными и нерудными минералами пирит относится к различным генерациям.

В рудах Шамлугского и Алавердского месторождений пирит первой генерации представлен агрегатами мелких кристаллов или зерен, размером отдельных индивидов от 0,5 до 5 и более мм, которые в виде сплошных масс, изредка густой вкрапленности слагают серноколчеданные рудные тела. Пирит первой генерации по времени образования относится к ранней – серноколчеданной стадии минерализации.

Микроскопические исследования показали, что агрегаты пирита слагают почти 50–70% площади шлифа, и нередко отдельные зерна или поля сильно корродированы и замещены

более поздними рудными и жильными минералами. Наряду с кристаллической встречается также и колломорфная разность пирита, образующая четко выраженные почки колломорфного строения и нередко окаймляющая зернистые агрегаты пирита. Для раннего пирита характерны структуры разъедания и остатков от замещений. В результате замещения иногда скелеты зерен пирита полностью выполнены халькопиритовой массой.

В пиритах первой генерации отмечается присутствие:
 Cu 0,01–0,03%, $\text{Zn} \sim 0,01\%$, $\text{Pb} \sim 0,003\%$, $\text{Ag} \sim 0,001\%$.

Пирит второй генерации в виде кристаллических агрегатов, нередко также колломорфных образований в ассоциации с халькопиритом слагает серно-медноколчеданные руды. Эвгедральные выделения пирита, размером 0,1–0,5 до 1 мм разъедены и сцементированы халькопиритом, реже борнитом и сфалеритом. Местами колломорфные выделения пирита и

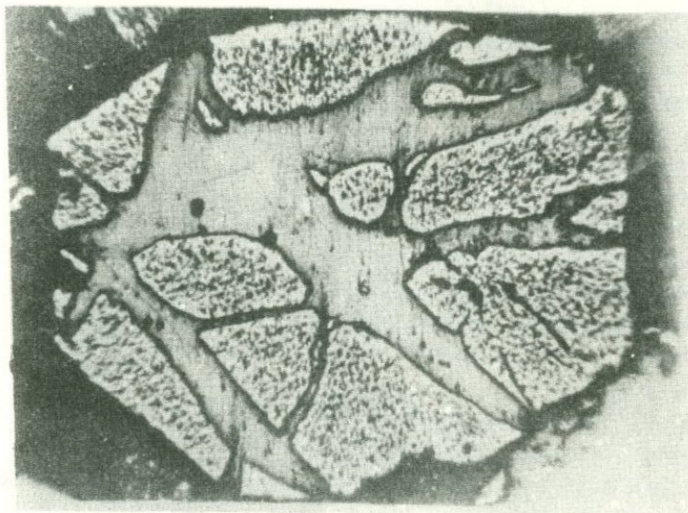


Рис. 15. Скелетная структура замещения метакристалла пирита (белое) халькопиритом (серое). Черное – нерудные минералы. Полир. шлиф. $\times 150$.

халькопирита образуют весьма тесные срастания. Пирит второй генерации, в отличие от предыдущей, характеризуется более повышенными содержаниями элементов: Cu 0,3–0,5%, $\text{Zn} \sim 0,01\%$, Pb 0,003–0,01%, $\text{Ag} \sim 0,001\%$. В

этой ассоциации пирит выделяется несколько раньше халькопирита, о чем свидетельствуют структуры дробления и пересечения агрегатов пирита тоненькими прожилками и выделениями халькопирита.

Пирит третьей генерации имеет сравнительно небольшое распространение и связан с ассоциацией минералов, образовавшихся в полиметаллическую стадию. В данной парагене-

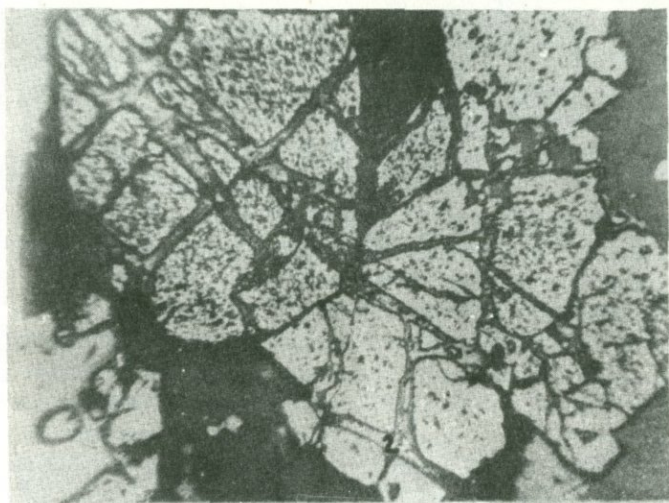


Рис. 16. Структура пересечения пирита (белое) халькопиритом (серое). Черное - кварц. Полир. шлиф. $\times 100$.

тической группе минералов пирит находится в тесных сращениях со сфалеритом, теннантитом, галенитом и жильными минералами. Встречается пирит в виде мелкозернистых эвгедральных агрегатов, нередко раздробленных и сцементированных перечисленными сульфидами, а также гипсом, кварцем и кальцитом. В ряде случаев пирит третьей генерации образует мелкие колломорфные выделения. Под микроскопом этот пирит проявляет концентрически зональное строение и обычно в виде каемок развивается вокруг ранее выделившихся пирита и халькопирита.

Следует отметить, что пириты, относящиеся к различным генерациям, отличаются друг от друга не только по содержанию тех или иных компонентов, характерных для руд

месторождения, но также по комплексу и количественному соотношению некоторых рассеянных элементов, описание которых будет приведено в соответствующей главе.

Наиболее поздний пирит в виде отдельных зерен совместно с халькопиритом в резко подчиненном количестве встречается в карбонатных прожилках и связан с завершающими стадиями рудоотложения.

Пирит наиболее ранней генерации широко распространен в гидротермально измененных вмещающих породах; в последних пирит образует мелкую вкрапленность кристаллов, возникших метасоматическим путем. Сравнительно крупные метакристаллы раннего пирита пентагон-додекаэдрического, кубического и октаэдрического облика, размером от 1-5 мм до 2 см в поперечнике, встречаются на Шамлугском месторождении в интенсивно хлоритизированных вмещающих породах. В колчеданных месторождениях ранний пирит обычно фиксируется в окварцованных, кварцево-серицитовых и кварцево-хлоритовых породах.

В рудах Кафанского месторождения пирит встречается в значительном количестве; является одним из главных рудообразующих минералов. Кроме того, пирит в виде вкрапленности развит в гидротермально измененных породах.

Пирит тесно ассоциирует с халькопиритом и кварцем. Образует сплошные поля и отдельные кристаллы, величиной 0,5-1 до 2 мм, иногда и более крупных размеров. Наряду с кристаллическими индивидами наблюдаются также коллоидные образования, почковидные, иногда кольцевидные скопления пирита, которые в виде цепочек развиваются в полях халькопирита.

По форме выделений и парагенетическим ассоциациям можно различить несколько генераций пирита. Наиболее ранний пирит в виде метакристаллов выделился до процессов рудообразования во вмещающих породах при их гидротермальном изменении.

В рудном этапе пирит наиболее ранней генерации образуется в жилах или прожилках серноколчеданной (кварц-пиритовой) стадии минерализации; зернистые агрегаты пирита этой генерации местами окаймляют мелковкрапленные выделения пирита предрудного этапа.

Следует отметить, что кристаллы пирита первой генера-

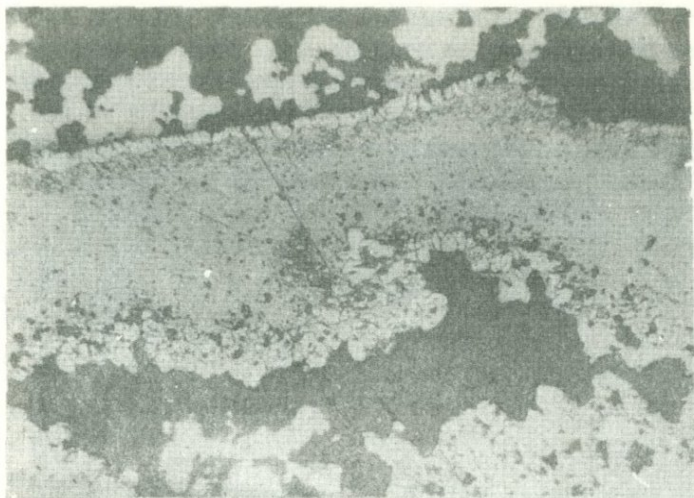


Рис. 17. Замещение мелкозернистого пирита (белое) халькопиритом (серое). Черное – кварц. Полир. шлиф $\times 60$.

ции сильно раздроблены, корродированы и по трещинкам замещены кварцем и халькопиритом.

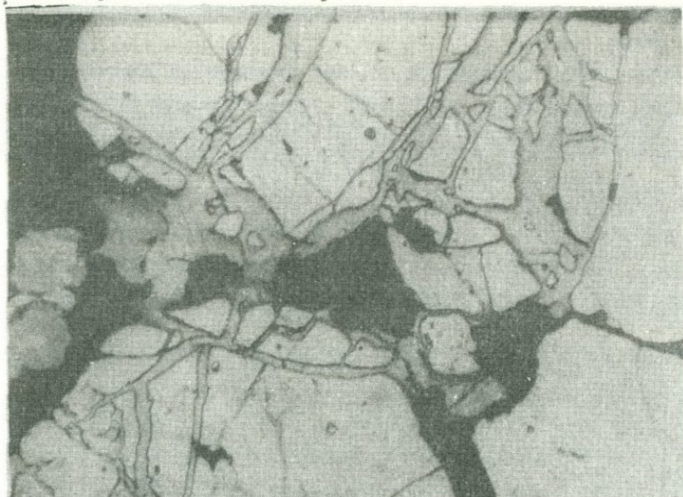


Рис. 18. Структура пересечения крупнокристаллического пирита (белое) прожилками халькопирита (серое). Черное – кварц. Полир. шлиф $\times 115$.

Крупнокристаллический пирит, образующий сплошные участки в пирит-халькопиритовых рудах, следует отнести к следующей генерации. В полированных шлифах наблюдается кристаллическое строение этого пирита и его выделение раньше всех остальных рудных минералов.

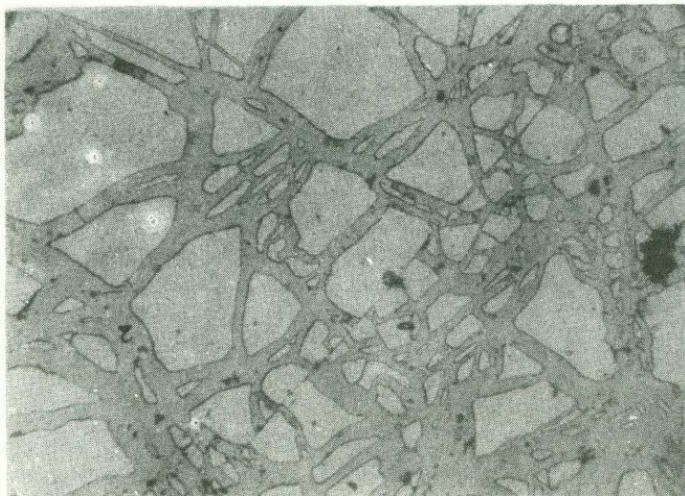


Рис. 19. Катаклазированный пирит (белое), сцементированный и частично замещенный халькопиритом (серое).
Полир. шлиф. х60.

К следующей – третьей генерации относится колломорфный пирит в тесной ассоциации с халькопиритом, теннантитом, халькозином, энаргитом и борнитом. Пирит этой генерации образовался почти одновременно с частью халькопирита или несколько раньше него.

В рудах полиметаллической (галенит-сфалеритовой) стадии рудоотложения в тесной ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, реже теллуридами развит пирит четвертой генерации.

К наиболее поздней – пятой генерации следует отнести кристаллический пирит, наблюдаемый в виде единичных зерен в кварцевых и кварц-кальцитевых прожилках, секущих сульфидные жилы.

Пириты различных генераций отличаются друг от друга не только по морфогенетическим особенностям, но и по

содержанию ряда элементов и, в первую очередь **Se** и **Te**.

Таблица 5

Определение селена и теллура в пиритах Кафана

№ п/п	Стадии минерализации	Генерации пирита	Кол-во анализов	Среднее содержание в %		Отношение Se:Te
				Se	Te	
1	Серноколчеданная	Пирит I	2	0,0021	0,0016	1,3:1
2	Медноколчеданная	Пирит II	4	0,0080	0,0040	2:1
3	Медно-мышьяковая	Пирит III	3	0,0085	0,0059	1,4:1
4	Полиметаллическая	Пирит IV	3	0,0055	0,0072	0,76:1

Повышенными содержаниями **Se** характеризуются пириты промышленных — медноколчеданной и медно-мышьяковой стадии минерализации. В поведении же **Te** наблюдается общая тенденция постепенного повышения его концентрации в пиритах конечных, особенно полиметаллической стадий минерализации.

Наряду с этим в пиритах почти постоянно спектрально устанавливается присутствие: **Mn, Co, Ti, Pb, Ag, Sb, As** от тысячных до сотых долей процента; реже и в отдельных пробах отмечаются **Bi, Cd, Sn, Ga** и **Au**.

Сфалерит в собственно медных рудах пользуется незначительным распространением. Минерал значительную роль приобретает в медно-цинковых и полиметаллических рудах, развитых на верхних горизонтах Шамлугского и Алавердского месторождений.

Сфалерит образует отдельные поля и выделения в тесном срастании с халькопиритом, галенитом, борнитом и теннантитом. Изредка фиксируется в виде хорошо ограненных кристаллов тетраэдрического облика. Такие монокристаллы светлоокрашенного сфалерита размером от 0,5 до 1 см в поперечнике встречаются в северном расширении Алавердского месторождения в гидротермально измененных, огипсованных породах.

В ассоциации с другими сульфидами сфалерит образует кристаллические агрегаты, заполняя промежутки между зернами пирита и халькопирита. Реже встречаются почковидные формы образований сфалерита размером 0,1–0,5 мм.

Агрегаты и поля сфалерита обычно разъедены и замещены галенитом и теннантитом. Иногда отмечается мелкая эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите. По времени выделения можно различить сфалерит трех генераций: наиболее ранняя тесно связана с медноколчеданной стадией, основная часть его слагает полиметаллические руды, и, наконец, небольшая часть сфалерита третьей генерации выделяется в конце рудного процесса и образует вместе с галенитом и кальцитом сеть тонких прожилков, секущих руды как медноколчеданной, так и полиметаллической стадий минерализации.

Самая ранняя – первая генерация сфалерита наблюдается в серно-медноколчеданных рудах и имеет незначительное развитие. Сфалерит образует отдельные небольшие по размерам зерна или зернистые агрегаты в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Выделения сфалерита в этих рудах встречаются спорадически. Содержание его составляет не более 1%.

В сфалеритах первой генерации отмечается присутствие $\text{Cu} \sim 0,3\%$, Pb и $\text{Ag} \sim 0,001\%$, Ga и $\text{Ge} \sim 0,001\text{--}0,003\%$.

Сфалерит второй генерации пользуется значительным развитием и слагает основную массу руд полиметаллической стадии минерализации. Сфалерит образует кристаллические агрегаты и поля в тесном срастании с галенитом, теннантитом и халькопиритом. Судя по взаимоотношениям сфалерита и халькопирита, последний выделяется несколько позднее цинковой обманки. Об этом свидетельствует коррозионная структура, где зерна сфалерита по краям разъедены и частично замещены халькопиритом. Аналогичные структуры наблюдаются в паре пирит–сфалерит. Зерна пирита замещены сфалеритом, причем процесс замещения иногда развивается от центра к периферии.

Сфалерит вместе с пиритом изредка встречается в виде колломорфных выделений. В колломорфных почках пирита сферические зоны последнего чередуются с аналогичными образованиями сфалерита. Совместное нахождение колломорфных почек пирита и сфалерита и тесные взаимоотношения

свидетельствуют о процессе перекристаллизации сложных по составу гелей.

Для сфалерита второй генерации характерны сложные двойники. Двойниковое строение его выявляется путем травления царской водкой. В целом же основная масса сфалерита мелкозернистая. Среди этой массы нередко отмечаются тоненькие прожилки более светлого сфалерита с мелкой вкрапленностью блеклых руд и халькопирита.

В сфалеритах второй генерации устанавливаются: Cu 0,1–0,3%, Pb ~ 0,01%, Ag ~ 0,001%, Ga 0,003–0,01%, Ge 0,001–0,003%.

В полиметаллических рудах наблюдается также более поздний сфалерит – сфалерит третьей генерации, отличающийся более светлой окраской и образующий сростания с халькопиритом и галенитом. Сфалерит третьей генерации имеет незначительное развитие и проявляется в виде прожилков в сплошных полях черного сфалерита, слагающего основную часть полиметаллических рудных тел. Сфалерит наиболее поздней генерации содержит сотые доли процента Cu и тысячные доли – Pb, Ag, Ga и Ge.

По окраске различаются в основном две разновидности сфалерита: темная (черная) и светлоокрашенная. В рудах сравнительно большим развитием пользуется темноокрашенная разновидность, которая по содержанию элементов-примесей несколько отличается от светлоокрашенного сфалерита. Спектрально в темноокрашенном сфалерите устанавливаются: Fe ~ 1,0%, Mn 0,1–0,3%, Cu ~ 1,0%, Pb 0,01–0,03%, Ag 0,003–0,01%, Cd 0,3–1,0%. Светлоокрашенная разновидность характеризуется содержанием: Fe 0,3–1,0%, Mn 0,01–0,03%, Cu 0,1–0,3%, Pb ~ 0,3%, Ag 0,01–0,03%, Cd 0,2–0,6%, Sb 0,01–0,03%.

В рудах Алавердского и Шамлугского месторождений наряду с кристаллически-зернистыми агрегатами изредка встречаются также коллоидные выделения сфалерита, которые перемежаются с зонами халькопирита и гипса.

В медных рудах Кафанского месторождения сфалерит содержится в небольшом количестве, но по сравнению с галенитом встречается чаще. Наиболее часто сфалерит отмечается в руднике № 1–2 (жилы 3 бис, 6 бис и 7) и, в последние годы, в ассоциации с алтаитом и другими теллури-

Химические анализы сфалеритов

№ п/п	Место взятия образца	С о д е р ж а н и е в %								
		Zn	S	Fe	Cu	Pb	As	Cd	н.ост.	сумма
1	Ахтала, шт. № 16, гориз. +24	63,40	31,25	0,35	0,01	2,14	-	-	-	97,15
2	Халадж, шт. № 3, жила № 9	63,60	33,00	0,80	необн.	0,15	-	-	-	97,55
3	Алаверди, северное расширение гориз. 108 и 120	63,20	29,01	1,42	0,01	0,10	-	-	-	93,74
4	Шамлуг, гориз. - 140, жила № 5	63,30	32,87	0,77	0,01	1,14	-	-	-	98,09
5	Кафан, рудник № 1-2, гориз. 765, жила № 9	62,54	32,89	1,84	1,78	0,01	0,05	-	0,44	99,55
6	Кафан, рудник № 6, гориз. 813, восточный штокерк	63,05	32,01	2,35	1,40	0,01	0,10	-	0,68	99,60
7	Кедабек	59,76	30,39	2,38	-	-	-	0,24	6,38	99,35
8	Чирагидзор	59,03	33,49	5,13	0,58	1,12	0,02	0,27	0,52	100,16

№ 5 и 6 по Ю. Г. Аветисяну, № 7 и 8 по Г. Х. Эфендиеву.

дами был обнаружен на гор. 810, вдоль тектонического нарушения близмеридионального направления, секущего жилу с медноколчеданным оруденением.

Сфалерит образует ангедральные поля и агрегаты в тесном сростании с халькопиритом и теннантитом. Иногда раздробленные зерна пирита, размером 0,1–0,5 мм, пересечены и по трещинкам замешены прожилочками, состоящими из смеси халькопирита и сфалерита. Местами же последний заполняет промежутки между зернами пирита.

Под микроскопом устанавливаются два типа сфалерита: 1) содержащий мелкую эмульсионную вкрапленность халькопирита и 2) лишенный этой эмульсии, хотя и в этом случае сфалерит находится в тесном сростании с халькопиритом.

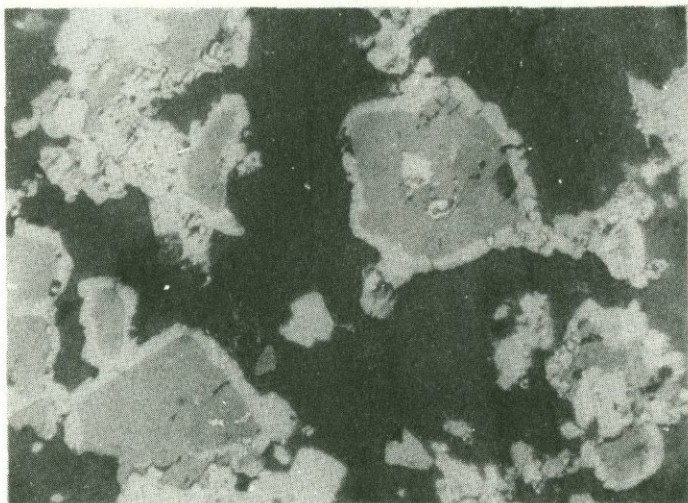


Рис. 20. Замещение зерен сфалерита (серое) халькопиритом (белое). Черное – нерудные минералы. Полир. шлиф. $\times 115$.

В медных рудах Кафанского месторождения выделяются две генерации сфалерита. Наиболее ранняя генерация встречается в ассоциации с халькопиритом медноколчеданной стадии минерализации. Здесь сфалерит в виде небольших включений приурочен к полям пирита и халькопирита и, судя по взаимоотношениям, выделяется позже них.

Отдельные мелкие агрегаты сфалерита в сростании с халькопиритом, борнитом, энаргитом, теннантитом, пиритом и халькопиритом относятся ко второй генерации и образуются в медно-мышьяковую стадию минерализации. Сфалериты первой и второй генераций в медных рудах Кафана имеют весьма ограниченное распространение.

Наибольшим развитием сфалерит пользуется в полиметаллических рудах месторождения Шаумян-Халадж, где он является основным рудообразующим компонентом. На Кафанском месторождении в руднике № 1-2 сфалерит полиметаллической стадии минерализации совместно с теллуридами и другими сульфидами слагает небольшие гнезда и, так же как и сфалериты ранних генераций, пользуется незначительным распространением. Более поздние генерации сфалерита будут рассмотрены при описании минерального состава полиметаллических руд.

Сфалериты собственно Кафанского месторождения характеризуются темной окраской и, по данным спектрального анализа, кроме Fe и Mn, содержат Cu, Pb, Ag, Bi, Cd, Sn, Ge, Ga и Jn в количестве от тысячных до сотых долей процента.

Галенит в медных рудах Шамлугского, Алавердского и Кафанского месторождений устанавливается довольно редко и в весьма подчиненном количестве. Мелкие зерна минерала размером 0,05-0,5 мм иногда встречаются в составе меднорудных тел вместе со сфалеритом, халькопиритом и пиритом.

Содержание галенита заметно повышается в полиметаллических рудах Шамлугского и Алавердского месторождений. Минерал ассоциирует со сфалеритом, теннантитом, халькопиритом и баритом, образуя с ними тесные сростания. В полях сфалерита и халькопирита местами наблюдаются тоненькие и секущие прожилки галенита.

Выделяются две генерации галенита. Галенит первой генерации в резко подчиненном количестве спорадически встречается в серно-медно-колчеданном типе руд в ассоциации с пиритом, халькопиритом и сфалеритом. В этой ассоциации галенит выделился позднее указанных сульфидов, о чем свидетельствуют структуры замещения пирита, халькопирита и, особенно, сфалерита галенитом.

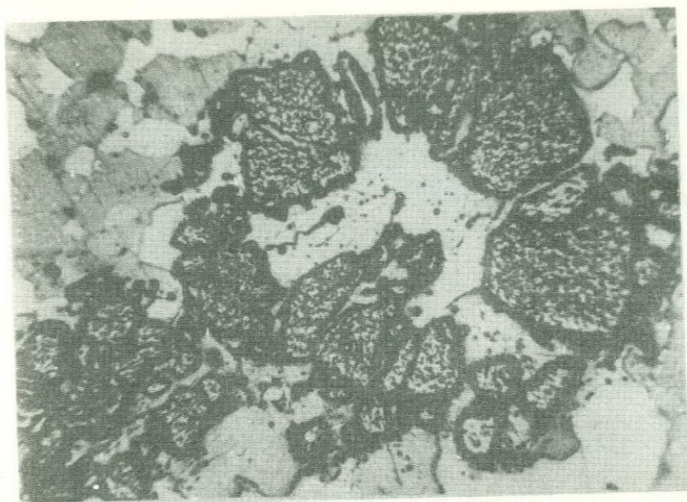


Рис. 21. Катаклазированный пирит, сцементированный халькопиритом (серое) и галенитом (белое). Полир. шлиф x115.

В медных рудах содержание свинца обычно составляет 0,3–0,5%, а цинка – 0,7–1,0%.

Сравнительно в большем количестве встречается галенит второй генерации, который связан с полиметаллической стадией минерализации. Содержание галенита здесь составляет 10–30%.

Галенит образует отдельные различно ориентированные зерна или прожилки среди полей халькопирита и сфалерита, которые замещены галенитом.

Галенит, как правило, ассоциирует со сфалеритом, реже – с халькопиритом; на отдельных участках тесно сростается с теннантитом. Изучение полированных шлифов показывает, что все рудные минералы данной ассоциации замещены и сцементированы галенитом, а последний, в свою очередь, по тонким трещинкам пронизан прожилками карбоната и кварца.

Все эти взаимоотношения свидетельствуют о более позднем выделении галенита по сравнению с перечисленными гипогенными сульфидами.

В галенитах второй генерации присутствуют: Ag 0,003–0,01%, Cu 0,1–0,3%, Mn ~ 0,001%, Fe 1–3%, Sb 0,01–0,3%, Ga ~ 0,003%.

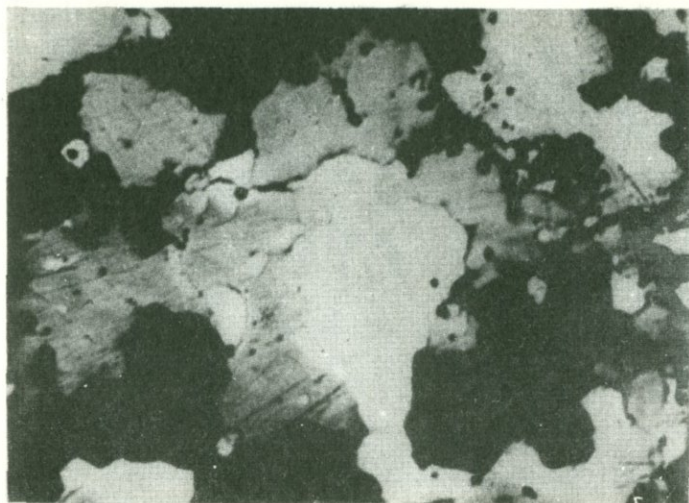


Рис. 22. Замещение галенитом (белое) агрегатов халькопирита (светло-серое) и сфалерита (серое). Черное — нерудные минералы. Полир. шлиф. x115.

Борнит в виде отдельных скоплений встречается преимущественно в массивных серно-медноколчеданных, отчасти в полиметаллических рудах.

На Шамлугском месторождении борнит установлен нами в выработках штолен № 13, 15 и 28.

Борнит образует плотную мелкозернистую массу в тесном сростании с пиритом. Небольшие участки и поля борнита иногда содержат мелкую и равномерную вкрапленность халькопирита и теннантита. Кроме того, агрегаты борнита и пирита изредка пересечены прожилками халькопирита.

На Алавердском месторождении небольшие участки, сложенные борнитовыми рудами, нами были обнаружены в штольне № 1 (горизонт + 108), восстановленный Ахтальским рудником в 1952 г. с целью разведки и добычи полиметаллических руд.

Борнит в большинстве случаев в виде небольшой примеси устанавливается в полиметаллических рудах в тесной ассоциации с галенитом, теннантитом, сфалеритом и халькопиритом. Вместе с ними борнит образует зернистые аг-

регаты с размером зерен 0,01–0,05 мм. Среди полей борнита изредка фиксируются мельчайшие ангедральные выделения теннантита и виттихенита. В трещинках и по периферии полей борнита местами развиты халькозин и ковеллин.

Судя по взаимоотношениям с сульфидами, борнит имеет гипогенное происхождение и выделяется позже пирита, халькопирита и сфалерита.

В шамлугских и алавердских борнитах спектрально отмечается присутствие: Pb 0,03–0,1%, Zn и As 0,1–0,3%, Sb 0,01–0,03%, Ge ~ 0,001%, Ag 0,1–0,3% (в некоторых пробах до 1–3%).

В составе кафанских руд борнит встречается в подчиненном количестве, но в некоторых жилах (№ 9, 19 и др.) и, особенно, в штокверках имеет существенное значение.

Среди массивных медных руд борнит образует отдельные скопления и поля в тесном срастании с пиритом, халькопиритом, халькозином, теннантитом и энаргитом. Некоторые полированные шлифы почти полностью состоят из борнита, содержащего включения пирита и теннантита. В ряде случаев борнит окаймляет и выполняет пространства между эвгедральными зернами пирита и агрегатами халькопирита.

Наблюдения показывают, что основная масса борнита выделялась в медно-мышьяковую стадию минерализации почти одновременно с халькопиритом и несколько раньше теннантита. Последний в полях борнита иногда образует секущие прожилки. В ряде случаев отмечаются ангедральные участки, состоящие из тонкой смеси борнита с халькопиритом.

В рудах Кафана борнит встречается в двух разновидностях в виде зернистых агрегатов и в форме округлых включений внутри хорошо образованных кристаллов пирита. В последнем случае борнит, очевидно, был захвачен в процессе роста кристаллов пирита.

Следует отметить, что на округлые включения борнита в рудах Кафанского месторождения впервые обратил внимание А. Г. Бетехтин (1955).

Приведенные Р. Н. Зарьяном (1963) химические анализы колломорфного и зернистого борнита свидетельствуют о заметном колебании состава минерала. Это объясняется присутствием в борните включений халькопирита и халькозина.

Таблица 7

Химические анализы борнитов Кафана

№ п/п	Характеристика минерала	Содержание элементов в %						Сум- ма
		Cu	Fe	S	Se	Te	н.ост.	
1	Колломорфный борнит	61,05	12,35	26,05	0,018	0,010	0,49	99,96
2	Кристаллически- зернистый борнит	52,19	17,16	29,62	0,010	0,0066	0,95	99,93

Спектроскопически в борните, кроме основных компонентов, отмечается присутствие следующих элементов: Mn, Ti, Ag, Sb, Bi, Sn от тысячных до сотых долей процента; Pb, As, Zn, Cd от сотых до десятых долей процента. В отдельных пробах борнита химическими анализами устанавливаются Ge, Ga и Jn.

Халькозин в тесной связи с колломорфным пиритом довольно часто и в заметном количестве отмечается в составе руд штокверка и жилы № 9 рудника № 6 Кафанского месторождения. Массивным халькозином сложены также руды Гедаклинского проявления.

Халькозин встречается в виде зернистых агрегатов, заполняющих промежутки между колломорфными выделениями пирита. Местами мелкозернистый пирит либо в виде вытянутых цепочек окаймляет агрегаты халькозина, либо же образует густые скопления в полях последнего.

В изученных образцах и полированных шлифах наблюдается довольно простая ассоциация халькозина с пиритом с весьма незначительной ролью других сульфидов. Взаимоотношения гипогенного халькозина с колломорфным пиритом позволяют говорить о несколько более позднем выделении медного блеска. По отношению к пириту ранней генерации халькозин является более поздним (раздробленные кристаллы пирита нередко замешены и пересечены халькозином). Вторичные минералы в изученных аншлифах, как правило, отсутствуют.

Халькозин образуется в медно-мышьяковую стадию минерализации в тесной ассоциации с борнитом, ковеллином и энаргитом.

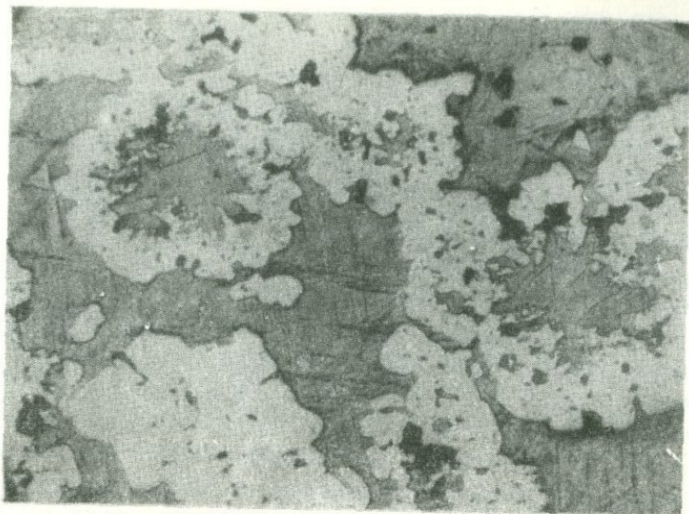


Рис. 23. Агрегаты пирита (белое), сцементированные и частично замещенные халькозином (серое). Полир, шлиф. х 115.

В отраженном свете халькозин отличается своим голубоватым оттенком, содержит примесь ковеллина. Однако наряду с ковеллином в халькозине присутствует также твердый раствор борнита. При больших увеличениях часто заметны пластинчатые включения борнита в агрегатах халькозина.

В скрещенных николях халькозин слабо анизотропный с еле заметным цветным эффектом; двуотражение и внутренние рефлексы в воздухе отсутствуют.

По данным химического анализа в халькозине отмечается заметное содержание железа, что объясняется присутствием примеси борнита, халькопирита и пирита.

Спектроскопически в халькозине в качестве примесей устанавливаются: Mn , Ti , Pb , Ag , As и Zn в количестве от тысячных до сотых долей процента.

Энаргит встречается в тесной ассоциации с пиритом, борнитом, сфалеритом и люцитом в жилах № 8, 9 и в зоне прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 6 Кафанского месторождения. Вообще роль энаргита в составе руд подчиненная, однако местами он образует заметные

скопления, состоящие из крупнокристаллических агрегатов.

Энаргит встречается в двух различных парагенезисах минералов. Ранняя генерация его в виде вкрапленности и тонких прожилков устанавливается в подчиненном количестве в рудах медноколчеданной стадии минерализации. По времени образования здесь энаргит является более поздним, чем пирит.

Энаргит второй генерации имеет относительно широкое распространение и входит в состав руд медно-мышьяковой стадии рудоотложения. В этой ассоциации энаргит в тесном сростании с пиритом и халькопиритом образует небольшие гнездообразные и линзообразные скопления, состоящие из крупнокристаллических (5–6 см) агрегатов.

Энаргит встречается в виде отдельных удлиненных зерен размером 0,5–1,0 мм или же образует сплошные ангедральные поля, состоящие из зернистых агрегатов в тесном сростании с пиритом. По отношению к кристаллическому пириту ранней генерации энаргит более поздний; наблюдается замещение раздробленных кристаллов пирита энаргитом. С колломорфным же пиритом энаргит образует тонкодисперсные сростания, особенно четко наблюдаемые на стыках этих двух минералов. Местами цепочки мелких колломорфных выделений пирита окаймляют кристаллические агрегаты энаргита.

В полях энаргита почти постоянно присутствуют зерна борнита и образования ковеллина, реже мелкие выделения халькопирита, теннантита, станнина, люконита и "аксессуарного" реньерита.

Энаргит был подвергнут рентгенометрическому изучению; результаты исследования, выполненного Э. Х. Хуршудян (ИГН АН Армянской ССР), приведены в табл. 8.

Линии с межплоскостными расстояниями 2,955 и 1,819 принадлежат теннантиту с параметром элементарной ячейки большим (10,223 Å), чем у чистой мышьяковистой блеклой руды (10,196 Å). Вероятно, имеет место частичное замещение мышьяка сурьмой или меди серебром.

Р. Н. Зарьян (1963) отмечает частичное замещение энаргита теннантитом. Примеры превращения энаргита в теннантит приведены в литературе. Как указывает А. Г. Бетехтин (1955), "процесс превращения энаргита в теннан-



Рис. 24. Удлиненные выделения люционита (светло-серое) в полях энаргита (серое). Белое рельефное – пирит. Черное – нерудные минералы. Полир. шлиф. $\times 340$.

тит протекает метасоматическим путем, в сущности, происходит восстановление пятиявалентного катиона мышьяка в трехвалентный, по всей вероятности, под влиянием метаморфизма руд". В качестве доказательства он приводит метаморфизованные уральские колчеданные залежи, в которых вместо энаргита распространен теннантит, тогда как в неметаморфизованных колчеданных месторождениях довольно часто встречается энаргит. В свете этих данных, процесс замещения энаргита теннантитом позволяет судить о частичном метаморфизме колчеданных руд Кафанского месторождения.

Результаты химического анализа энаргита показывают, что содержание основных компонентов по сравнению с эталоном несколько занижено, вместе с тем отмечается заметное количество железа, что можно объяснить присутствием в минерале микроскопической вкрапленности пирита.

Спектроскопически в энаргитах устанавливается наличие следующих элементов: $\text{Fe} > 3\%$; Sb 1–3%; Zn 0,3–1%; Pb , Sn , Te 0,01–0,1; Ag , Bi , Cd 0,01–0,03%; Ga , Ge 0,003–0,01%.

Химические анализы, выполненные в лабораториях ИМГРЭ АН СССР и ИГН АН Армянской ССР, показывают в энаргитах средние содержания Se – 0,002%, Te – 0,028% и Ge – 0,0026%.

Присутствие Sn , Bi , Ge и других элементов объясняется наличием в энаргите мелких включений станнина, реньерита, германита и висмутсодержащих минералов.

Таблица 8

Интенсивности линий и межплоскостные расстояния энаргита
(Fe - антикатод; камера Дк = 57,3 мм; эксп. - 9 ч.)

№ п/п	J	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	Примечание
1	3	(3,544)	3,212	β
2	2	(3,384)	3,068	β
3	10	3,207	(2,906)	
4	2	(3,146)	2,852	β
5	9	3,071	(2,784)	
6	2	2,955	2,678	Линия теннантита
7	10	2,858	(2,608)	
8	2	(2,461)	2,231	β
9	7	2,234	(2,028)	
10	4	(2,051)	1,858	β
11	4	(1,914)	1,734	β
12	10	1,861	(1,687)	
13	2	1,819	1,649	Линия теннантита
14	10	1,739	(1,576)	
15	9	1,598	1,451	
16	3	1,564	1,417	
17	2	1,436	1,301	
18	1	(1,410)	1,278	β
19	7	1,270	(1,155)	
20	3	1,221	1,106	
21	3	1,195	1,083	
22	8	1,156	1,047	
23	1	1,136	1,029	
24	4	1,073	0,973	
25	8	1,048	0,950	
26	3	1,012	0,917	

Теннантит в виде незначительной, но постоянной примеси присутствует в серно-медноколчеданных и полиметаллических рудах Шамлугского, Алавердского и Кафанского месторождений.

Сравнительно часто теннантит встречается в ассоциации с сульфидами полиметаллической стадии минерализации.

Таблица 9

Химические анализы энаргитов Кафана

Компоненты	Номер и место взятия образца		
	№ 27/56 рудник	№ 10/56 рудник	Нормальный энаргит по А. Г. Бетехтину
	№ 6 гориз. - 40 жила № 8	№ 6 гориз. - 70 жила № 9	
Cu	45,00	42,23	48,3
As	13,62	15,65	19,1
S	33,12	30,33	32,6
Sb	3,00	1,40	-
Fe	5,30	9,89	-
Сумма	100,04	99,50	100,0
Аналитик	О. А. Бозоян	А. К. Иванян	
Автор	Э. А. Хачатурян		

Содержание его в среднем составляет около 0,5%, в отдельных случаях достигает 1,5%.

Теннантит более ранней генерации, наблюдаемый в сер-

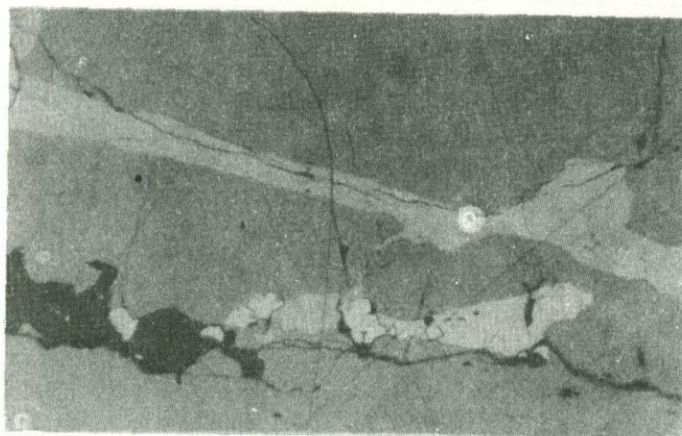


Рис. 25. Структура пересечения сфалерита (серое) теннантит (светло-серое) — халькопиритовым прожилком. Белое рельефное — пирит. Черное — кварц. Полир. шлиф. х60.

но-медноколчеданных жилах, находится в сростании с пиритом, халькопиритом и, особенно часто, со сфалеритом. В рудах жилы № 5 (Шамлуг) фиксируется структура замещения халькопирита и сфалерита мелкими зернами теннантита. Иногда структурный рисунок приобретает петельчатый или нитевидный облик.

Теннантит поздней генерации тесно связан с полиметаллическим оруденением и в виде мелких неправильных зерен расположен в полях борнита, сфалерита, галенита, реже халькопирита.

С указанными сульфидами теннантит образует тесную смесь, часто обособляясь попарно с одним из них в виде вытянутых полосок или включений неправильной формы. Величина зерен теннантита обычно колеблется в пределах 0,1–0,5 мм, редко достигает 1 мм.

Таблица 10

Химические анализы (неполные) теннантитов
Кафанского месторождения

№ п/п	Место взятия образца	Содержание в %					
		Cu	As	S	Sb	Bi	Fe
1	Рудник № 6, гор. 924, жила № 12	40,51	16,15	26,03	1,12	не опр.	не опр.
2	Рудник № 1–2, гор. 845 жила "Восточная"	52,79	20,13	19,17	не опр.	0,04	1,60
3	Теоретический состав теннантита по А. Г. Бетехтину	до	до	до	до	до	до
		53,0	20,0	29,0	11,0	13,0	13,0

№ 1 – по В. Н. Котляру, № 2 – по С. С. Ванюшину

Результаты многочисленных анализов полиметаллических руд, в частности Шамлугского месторождения, показывают, что As в них почти постоянно содержится в количестве 0,01–0,068%, иногда – до 0,8%, в то время как Sb либо отсутствует, либо в отдельных пробах достигает 0,01%.

В шамлугских и алавердских теннантитах спектрально устанавливается незначительная примесь: Pb, Zn, Bi (тысячные доли %) и несколько повышенное содержание Ag (до сотых долей %).

На Кафанском месторождении теннантит в небольшом количестве фиксируется в медно-мышьяковых и полиметаллических рудах. В виде мелких ангедральных выделений встречается в колломорфных рудах в тесном сростании с халькопиритом, борнитом и сфалеритом. Иногда образует тонкие прожилочки, секущие борнитовые поля. В участках, сложенных крупными выделениями халькопирита, теннантит часто развивается за счет первого, причем иногда в теннантите наблюдаются остатки почковидных скоплений халькопирита. В полях халькопирита теннантит нередко образует целую сеть прожилков.

Теннантит отчетливо проявляется в парагенезисе с борнитом, энаргитом, пиритом, халькопиритом и сфалеритом медно-мышьяковой стадии минерализации. Здесь теннантит образует неправильные агрегаты и червеобразные выделения в промежутках между кристаллами пирита и полями халькопирита. Местами тоненькие прожилки теннантита секут поля борнита.

Теннантит в полиметаллических рудах наблюдается в тесном сростании со сфалеритом, галенитом, поздними пиритом и халькопиритом. Эти руды слагают жилы Шаумян-Халаджского месторождения; на Кафанае они имеют подчиненное значение.

Станнин в рудах Кафана установлен нами. Минерал встречается редко в резко подчиненном количестве в полях пирита вместе с теннантитом или в энаргитовых полях в сростаниях с пиритом. Образует мельчайшие округлые или удлинённые включения размером от 0,05 до 0,1 мм. В этих выделениях выявляется характерное для станнина двойниковое строение.

Спектральными анализами присутствие олова в количестве 0,05–0,1% отмечается в некоторых пробах энаргита и халькопирита из рудника № 6 Кафанского месторождения.

В медных рудах Шамлугского и Алавердского месторождений станнин присутствует в подчиненном количестве в виде выделений неправильной формы, размером 0,01–0,03 мм, в тесной ассоциации с халькопиритом, реже со сфалеритом. Следы олова спектрально фиксируются в некоторых пробах халькопирита и сфалерита.

Эмплектит установлен только в медных рудах Шам-

лугского месторождения (И. Г. Магакбян, 1947). Минерал присутствует в ничтожном количестве преимущественно в полях теннантита, реже халькопирита в виде микроскопических игольчатых выделений размером до 0,01 x 0,1 мм.

Виттихенит в незначительном количестве встречается в медных и борнитовых рудах месторождений Шамлуг и Алаверди. Минерал образует мелкие каплевидные включения, заметные под микроскопом при больших увеличениях. Эти включения, размером от 0,005 до 0,01 мм, располагаются в полях гипогенного борнита, реже галенита, сфалерита, висмутита и образует с ними тесные сростания.

Висмутин в виде редких и мелких включений установлен на Алавердском и Кафанском месторождениях. Выделения висмутита округлой формы размером 0,01–0,05 мм отмечаются в полях халькопирита, реже галенита. Иногда зерна висмутита имеют изометрические очертания и по границе этих зерен развивается реакционная каемка виттихенита.

Содержание висмута в пределах 0,001–0,003% спектрально устанавливается в некоторых пробах халькопирита.

Алтаит. Сведения о наличии мелких и редких зерен алтаита и теллурида серебра в рудах Зангезура мы находим у И. С. Волинского. Теллурид серебра точно не определен.

При осмотре образцов, взятых в районе шестого южного кварцшлага, горизонта 810, рудника № 1–2 Кафанского месторождения, наше внимание привлекло в особенности заметное скопление оловянно-белого минерала с сильным металлическим блеском в тесной ассоциации со сфалеритом, галенитом, кварцем и карбонатом.

Полиметаллическое оруденение вместе с выделениями алтаита слагает здесь линзовидное тело, которое приурочено к крутопадающему нарушению близмеридионального направления. Это нарушение в выработках горизонта 810 пересекает меднорудную жилу.

Минерал образует отдельные скопления и поля размером 1–1,5 см в поперечнике или же тонкие прожилки, секущие сфалеритовые агрегаты. Детальное изучение этих скоплений под микроскопом установило их принадлежность к алтаиту.

В отраженном свете алтаит обладает сильной отражательной способностью ($R = 60\%$), оптически изотропен. Минерал оловянно-белого цвета со слабым кремоватым от-

тенком. Галенит в сростках с алтаитом выглядит светло-серым и имеет отчетливо выраженный нежно-сиреневый оттенок.

Микрохимические реакции на Te и Pb дали положительные результаты. Минерал растворяется в концентрированной серной кислоте, окрашивая ее при нагревании в характерный для теллура пурпурно-красный цвет. При прибавлении воды окраска раствора исчезает и осаждается темно-серый теллур. Наличие свинца подтверждается получением золотисто-желтых шестиугольных пластинок.

В изученных образцах алтаит встречается часто и в большом количестве, занимает от 20 до 30% площади аншлифа; минерал образует сплошные аллотриоморфнозернистые агрегаты и ангедральные поля.

Алтаит очень тесно ассоциирует с галенитом, сфалеритом и петцитом; последний в виде ангедральных включений очень редко отмечается вблизи зерен алтаита. Иногда, в тесном сростании с карбонатом и кварцем алтаит образует прожилки, секущие сфалеритовые поля. На стыках сфалерита и галенита часто наблюдаются структуры разъедания и замещения их алтаитом. Довольно часто в полях алтаита наблюдаются мелкие включения галенита. Эти взаимоотношения указывают на более позднее выделение теллуридов.

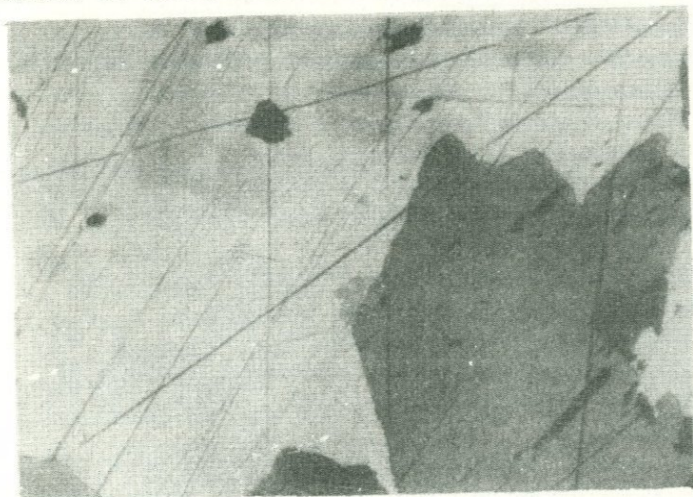


Рис. 26. Замещение галенитом (светло-серое) и алтаитом (белое) сфалерита (серое). Полир. шлиф. $\times 200$.

Наиболее часто и в заметном количестве алтаит встречается в полиметаллических, реже в медно-мышьяковых рудах.

Рентгенометрическое исследование алтаита, выполненное Э. Х. Хуршудян (ИГН АН Армянской ССР), показало полную идентичность его с эталонным образцом. Параметр элементарной ячейки кафанского алтаита $a_0 = 6,42 \pm 0,01$ Å.

По данным неполного химического анализа (аналитик Т. Т. Авакян), содержание главных компонентов в алтаите составляет: Pb 55,81% и Te 30,93%. При пересчете на атомные количества, соотношение получается равным 1 : 1, что вполне отвечает формуле алтаита.

В алтаите, кроме основных компонентов Pb и Te, по данным Р. Н. Зарьяна (1963), отмечаются: Zn - 2,61%, Se - 0,30%, Fe 0,16%, Cu - 0,15% и Ge - 0,00015%. Присутствие Zn, Fe, Cu обусловлено механической примесью сфалерита, пирита и халькопирита.

Таблица 11

Химический состав алтаита по данным микрозонда (вес. %)

Элементы	Pb	Te	Se	S	Σ	Формула минерала
Фаза 3	63,09	35,25	0,17	0,08	98,59	$Pb_{1,04}(Te, Se, S) 0,96$
Фаза 4	63,30	34,91	0,19	0,05	98,45	$Pb_{1,04}(Te, Se, S) 0,96$
Фаза 5	62,97	33,96	0,13	0,08	97,14	$Pb_{1,06}(Te, Se, S) 0,94$

Фазы 3,4 - большие поля алтаита.

Фаза 5 - небольшое выделение (≈ 80 мкм) алтаита в галените.

Измерения выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиком А. И. Цепиным на микроанализаторе MS - 46 "Камека".

Условия измерения: рабочее напряжение - 20 кВ, ток образца - 26 нА, размер зонда $\approx 1,5$ мкм.

Эталонами сравнения служили: на $PbL\alpha$ и $SK\alpha$ - химически проанализированный природный галенит, на $SeK\alpha$ - синтетический кристалл - CdS на $TeL\alpha$ - чистый Te.

Измеренные относительные интенсивности пересчитывались в концентрации на ЭВМ БЭСМ-6, по оригинальной программе, разработанной сотрудниками рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Интересно отметить, что исследованиями М. Г. Добровольской, любезно выполненными по нашей просьбе, в галените из этой ассоциации обнаружен 0,42% Se при полном отсутствии Te . Полученные данные представляют интерес в отношении возможности обнаружения минералов селена в этих рудах.

Гессит. Минерал в подчиненном количестве отмечен Р. Н. Зарьяном (1962) в медноколчеданных и полиметаллических рудах Кафанского месторождения. Обычно встречается в полях пирита, халькопирита, галенита в тесной ассоциации с другими теллуридами и блеклой рудой. Выделения гессита образуют зерна неправильной и удлиненной формы, размером от 0,05– до 0,1 мм в поперечнике. Характерны тесные сростания гессита с петцитом и структуры замещения ими выделений алтаита.

В зернах гессита изредка фиксируются мельчайшие включения и микропрожилки самородного золота.

Минерал в отраженном свете обладает серо-белым цветом с розовато-коричневым оттенком. В скрещенных николях наблюдается сильная анизотропность гессита с цветным эффектом от темно-оранжевого до темно-синего. В масле двуотражение отчетливое. Минерал очень мягкий, полируется хорошо. Рельеф ниже, чем у алтаита и петцита.

Петцит на месторождении впервые обнаружен нами (1958) в ассоциации с алтаитом, галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом. Позднее Р. Н. Зарьян (1962) подтвердил наличие петцита в кафанских рудах. В связи с этим ссылка Е. Л. Афанасьевой и А. К. Авгитова (1963) на ошибочность определения петцита в полях алтаита и отрицание ими наличия этого теллурида в кафанских рудах вообще не обоснованы.

В полированных шлифах петцит встречается довольно редко в виде мельчайших включений неправильной формы в полях галенита, халькопирита, алтаита и пирита. Размеры отдельных выделений составляют от 0,03–0,05 до 0,1 мм в поперечнике. Иногда мелкие зерна петцита развиваются в полях сфалерита или же совместно с халькопиритом, галенитом и алтаитом окаймляют зерна теннантита.

Под микроскопом петцит светло-серый с нежно-сиреневым оттенком, который в иммерсии становится более от-

четливым. Отражательная способность петцита для желтого цвета составляет около 44% и очень близка к R галенита. Это вполне согласуется с данными Х. Борхерта (1935). Рядом с галенитом петцит кажется коричнево-белым.

Интересно отметить, что встречаются изотропные и слабо анизотропные включения петцита. Это явление привело Хельке к выводу о присутствии α и β - петцита, однако П. Рамдор (1955) не разделяет мнения Хельке и считает, что вопрос о наличии высоко- и низкотемпературной формы петцита еще окончательно не решен.

Минерал полируется хорошо. Рельеф выше, чем у алтаита и гессита, и ниже, чем у галенита.

Анализы петцита не выполнены вследствие трудности отбора чистого материала. Спектральному анализу была подвергнута галенит-алтаитовая руда с включениями петцита.

В результате установлены: Pb, Te (основа); Ag ~ 0,03%; Au 0,001%; Cu, Sb, Bi, As, Cd сотые доли процента.

Люционит встречается в подчиненном количестве и устанавливается только под микроскопом в полях кафанского энаргита. Отличается от энаргита весьма характерным признаком - тонкой пластинчатой двойникованностью.

Отражательная способность люционита немного выше, чем у энаргита, в отраженном свете цвет его коричневатопрозрачный со слабым оранжевым оттенком. Минерал сильно анизотропен, с ярким цветным эффектом в темных красновато-фиолетовых и светлых оливково-зеленых тонах. Вследствие обилия пластинчатых двойников двуотражение наблюдается отчетливее, чем у энаргита. В отличие от энаргита, люционит при строго скрещенных николях гаснет под углом 30° . Внутренние рефлексы отсутствуют.

Аргентит установлен и описан в борнитовых рудах Шамлугского месторождения (И. Г. Магакьян, 1947).

В виде мелких табличек и включений аргентит встречается в полях галенита, теннантита и борнита; парагенетически тесно связан с ними, а также с самородным серебром.

Минерал образует выделения неправильной формы, размером от 0,01 до 0,05 мм, реже крупнее. Наиболее обычной является ассоциация аргентита с галенитом; оба минерала образуют графические сростания - структуры замещения галенита аргентитом. Изредка подобные взаимоотношения наблюдаются в паре теннантит-аргентит.

По данным химических анализов, некоторые образцы галенита и борнита характеризуются повышенными содержаниями Ag , иногда достигающими до 2,5–3%.

Золото и электрум в виде самостоятельных минералов в сульфидных рудах некоторых месторождений впервые установлены и описаны И. Г. Магакьяном (1947).

Самородное золото встречается в медноколчеданных и полиметаллических рудах Шамлугского и Алавердского месторождений. В виде мелких ангедральных выделений размером 0,01–0,03 мм оно устанавливается в полях халькопирита и борнита. В полях последнего иногда наблюдаются тесные сростания золота с теннантитом.

В полиметаллических рудах микроскопические выделения самородного золота (0,001–0,003 мм) располагаются обычно среди зерен теннантита и галенита. Для самородного золота весьма характерны мельчайшие червеобразные выделения. Тесные взаимоотношения золота с первичными сульфидами и сульфосолями позволяют считать его гипогенным, тесно связанным с халькопиритом, борнитом, теннантитом и галенитом, в полях которых выделяется почти одновременно с ними.

В полированных шлифах, особенно в полях борнита, наряду с самородным золотом встречаются мельчайшие выделения электрума. По цвету они несколько светлее самородного золота и протравливаются HNO_3 .

На Кафанском месторождении редкие и мелкие золотишки в полях халькопирита впервые обнаружены и описаны В. Н. Котляром (1937). Самородное золото обнаруживается в медных и полиметаллических рудах в ассоциации с халькопиритом, галенитом, реже пиритом, сфалеритом, теннантитом и теллуридами – алтаитом, гесситом и петцитом.

Самородное золото в полях перечисленных минералов образует мелкие выделения, размером отдельных включений от 0,055 до 0,02 мм в поперечнике. Иногда в выделениях теллуридов самородное золото образует микропрожилки, что свидетельствует о более позднем образовании последнего.

Серебро отмечено в рудах месторождений Шамлуг и Кафан. Минерал более характерен для полиметаллических руд, где он в виде редких и мелких включений размером

до 0,002 мм встречается в полях галенита, борнита, энаргита, теннантита, реже халькопирита.

Почти постоянное присутствие серебра в шамлугских и кафанских рудах отмечается спектральными и химическими анализами.

Теллур самородный в медных рудах Кафана в парагенезисе с галенитом, халькопиритом, блеклой рудой и самородным серебром впервые описан И. С. Волинским (1949).

Ковеллин. Гипогенный ковеллин устанавливается в рудах Кафанского месторождения.

Минерал встречается и в подчиненном количестве. Нами обнаружен в рудных жилах из нижних горизонтов рудника № 6, где вторичные минералы вовсе отсутствуют.

Под микроскопом ковеллин наблюдается в виде мелких выделений в ассоциации с первичными минералами — пиритом, энаргитом, борнитом, халькопиритом и теннантитом. Наиболее часто ковеллин отмечается в полях энаргита и борнита в тесной связи с пиритом. По отношению к сфалериту ковеллин более ранний, так как выделения ковеллина иногда пересекаются прожилками сфалерита.

Арсенопирит в небольшом количестве отмечен только в рудах Алавердского месторождения. Редкие и мелкие кристаллы минерала встречаются в ассоциации с пиритом, реже халькопиритом и отличаются своим белым цветом, высокой отражательной способностью и сильной анизотропностью. По времени выделения арсенопирит является несколько более поздним, чем пирит.

Молибденит в незначительном количестве в виде мелких прожилков и примазок встречается во вторичных кварцитах Дзорастанского участка (Ю. А. Лейе, 1963; Б. С. Вартапетян, А. Г. Казарян и др., 1963) и на собственно Кафанском месторождении в ассоциации с кварцем (А. И. Карапетян, 1968). Судя по имеющимся данным, молибденовая минерализация является более поздней, наложенной на колчеданные медно-полиметаллические руды Кафанского месторождения. Следует отметить, что, по устному сообщению А. З. Алтуняна, мелкие и редкие чешуйки молибденита установлены также и на Шамлугском месторождении.

Шеелит и гипогенный повеллит установлены В. Б. Сейраняном (1972) на северном фланге Шамлугского место-

рождения. Оба минерала локализуются в карбонатных и кварц-карбонатных прожилках. Шеелит в виде единичных кристаллов встречается в полях кварца, а повеллит образует прожилковидные выделения и мелкую вкрапленность в тесной ассоциации с кальцитом, гидрослюдой, кварцем и хлоритом.

Минеральные ассоциации, включающие шеелит и повеллит, как правило, весьма бедны сульфидами. Пирит, халькопирит и сфалерит встречаются и в небольшом количестве (1-5%).

Следует согласиться с мнением В. Б. Сейраняна о том, что вольфрам-молибденовая минерализация является наложенной на колчеданные руды и отлагалась, по-видимому, в парагенной связи с раннемеловым интрузивным магматизмом.

Марказит в рудах Шамлуга и Кафана пользуется незначительным распространением, встречается редко в виде зернистых агрегатов в полях пирита. Эти агрегаты состоят из различно ориентированных индивидов размером от 0,05 до 0,1 мм.

Неоднородные зернистые агрегаты марказита проявляют отчетливую анизотропность с характерным цветным эффектом. Различно ориентированные кристаллы приобретают контрастную и густую окраску.

Реньерит в кафанских медных рудах впервые установлен и описан нами (1958).

Мелкие выделения минерала встречаются в виде единичных зерен неправильной и округлой формы размером 0,05-0,1 мм в тесной ассоциации с энаргитом, борнитом, теннантитом и ковеллином. Характерным является нахождение ангедральных зерен минерала преимущественно в полях энаргита в тесном сростании с борнитом. Рядом с окисленным борнитом зерна описываемого минерала по своей свежести и типичному коричнево-оранжевому цвету узнаются легко. В отличие от борнита германиевые минералы не окисляются и довольно четко выделяются на фоне первого. Часть зерен в виде включений находится в полях энаргита (без борнита), где эти выделения устанавливаются также легко.

В отраженном свете цвет описываемого минерала желтовато-оранжевый с коричневатым оттенком. По цвету минерал занимает промежуточное положение между халькопиритом и свежеполированным борнитом. В отличие от борнита

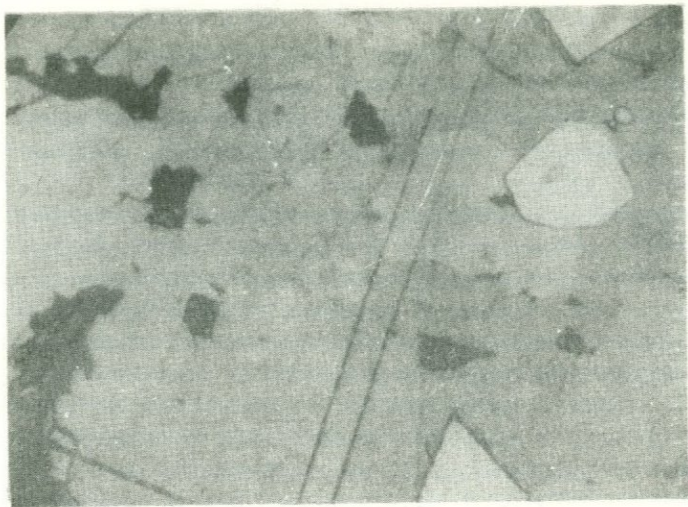


Рис. 27. Мелкие выделения реньерита (светло-серое) в полях борнита (серое). Белое рельефное – пирит. Полир-шлиф. $\times 440$.

не покрывается побежалостью. Отражательная способность в желтом свете 32,5%. Минерал светлее борнита и значительно темнее халькопирита.

Двуотражение минерала наблюдается только в иммерсии особенно отчетливо у границ зерен. Анизотропность слабая, на зернистых агрегатах заметная (в иммерсии отчетливая), но без цветного эффекта. Внутренние рефлексы отсутствуют.

Присутствие германия спектрально отмечается в чисто отобранных энаргите и борните. Согласно данным спектральных анализов, относительно повышенное содержание германия наблюдается в энаргитах (0,005–0,008%). В борнитах содержание элемента составляет около 0,001%.

Химические анализы энаргитов, выполненные на рас-сеянные элементы, в том числе и на германий, подтверждают данные спектральных анализов, однако показывают несколько заниженные (0,002–0,005%) содержания элемента.

Следует отметить, что наиболее полные данные по пара-генетическим взаимоотношениям германита и реньерита в рудах Тсумеба (Юго-Западная Африка) мы находим в рабо-

те Ч. В. Склера и Б. Х. Гейера (1957). Им удалось обобщить существующий фактический материал по некоторым германиевым минералам и привести химические анализы реньерита из руд рудника Принц Леопольд (Кипуши, Конго) и месторождения Тсумеб (Юго-Западная Африка). Результаты химических анализов реньерита показывают содержание германия от 5,46 до 7,75%.

Вместе с тем А. Д. Каленов, В. И. Аникеева, С. Б. Масленков (1963) на основании рентгеноспектрального анализа германийсодержащих минералов из колчеданных руд пришли к выводу о возможном существовании в природе всех переходов от борнита к реньериту. В частности, в оранжборните было установлено наличие германия в количестве 0,9%.

Таким образом, в колчеданных рудах они допускают существование, кроме германита и реньерита, и других германиевых сульфидов, в частности, медного сульфида с содержанием 3-4% Ge а также германийсодержащих борнитов. Эти минералы по своим оптическим свойствам весьма сходны с германитом и реньеритом.

Германит в виде мельчайших зерен, размером в тысячные и сотые доли миллиметра, впервые установлен А. И. Карапетяном (1962) в медно-мышьяковых рудах Кафана.

Минерал встречается редко, обычно в ассоциации с реньеритом, борнитом, теннантитом, халькопиритом и сфалеритом. В отраженном свете цвет минерала светло-фиолетовый со слабым желтоватым оттенком. Отражательная способность

R ниже, чем у реньерита и составляет 29%. Оптически изотропен. Твердость и относительный рельеф минерала ниже, чем у теннантита и незначительно выше, чем у реньерита.

Гематит в виде редких и небольших скоплений развивается по тонким трещинкам во вмещающих породах Шамлугского месторождения. Минерал слагает чешуйчатые агрегаты в плагиолипаритовых порфирах; размеры отдельных чешуек составляют не более 1,5-2,0 мм в поперечнике. Взаимоотношения гематита с другими рудными минералами не ясны.

На Кафанском месторождении, по данным А. И. Карапетяна, гематит (так же как и молибденит) более поздний, чем сульфидные минералы, слагающие медноколчеданную жилу.

Галеновисмутит (?) в рудах Кафанского месторождения впервые описан Р. Н. Зарьяном (1962) в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Минерал в виде мелких выделений, размером 0,04–0,1 мм, встречается в полях указанных сульфидов и кварца. На основании определения некоторых оптических констант и положительных результатов микрохимических реакций на Bi и Pb минерал Р. Н. Зарьяном условно отнесен к галеновисмутиту.

Мелонит на Кафанском месторождении в полях алтаита и реже галенита обнаружен и описан Е. Л. Афанасьевой и А. К. Авгитовым (1963). По этим данным, мелонит образует овальные и изометрические зерна, реже неправильные по форме выделения размером от тысячных до сотых долей миллиметра. В изученных образцах руд ни нами, ни Р. Н. Зарьяном (1963) минерал не был установлен. Присутствие мелонита в кафанских рудах весьма сомнительно. Спектроскопически наличие никеля отмечается в единичных пробах пирита (от следов до 0,001%) и халькопирита (от 0,001 до 0,003%) серноколчеданной и медноколчеданной стадий минерализации.

Кварц широко распространен во вмещающих гидротермально измененных породах и серно-медноколчеданных рудных телах. В полиметаллических рудах кварц присутствует в ограниченном количестве; здесь значительную роль приобретают кальцит и барит.

Кварц наиболее ранней генерации значительным развитием пользуется в гидротермально измененных породах. Все прочие генерации кварца образуются в течение длительного промежутка времени в тесной связи с процессами рудоотложений.

На Шамлугском и Алавердском месторождениях для рудного этапа выделяются несколько генераций кварца. Ранний кварц в тесной ассоциации с пиритом пользуется широким развитием в серноколчеданных рудах. Кварц выделяется несколько раньше пирита и обычно замещен и разъеден последним.

Кварц второй генерации образуется совместно с более поздним пиритом, халькопиритом, сфалеритом в медноколчеданную стадию минерализации. Кварц представлен более или менее идиоморфными зернами размером 0,6–1,5 мм в поперечнике, которые локализируются в полях халькопирита

и сфалерита. Зерна и кристаллические агрегаты кварца нередко содержат мелкую вкрапленность пирита. На Кафанском месторождении этот кварц отличается гребенчатым строением, развивается в зальбандах жил совместно с пиритом и халькопиритом и замещает раздробленные агрегаты раннего пирита.

Третья генерация кварца в небольшом количестве встречается на Шамлугском и Алавердском месторождениях в ассоциации с минералами полиметаллической стадии, в тесной связи с кальцитом и баритом. Этот же кварц в кафанских рудах вместе с кальцитом образует тоненькие прожилки или заполняет промежутки между выделениями сульфидов и теллуридов и относится к четвертой генерации. Что же касается кварца третьей генерации, то он в Кафана отлагается в медно-мышьяковую стадию и характеризуется розоватым цветом.

Кварц наиболее поздней — четвертой (Шамлуг, Алаверди) и пятой (Кафан) генераций представлен мелкозернистыми халцедоноподобными агрегатами и пользуется ограниченным распространением.

Поздний кварц вместе с кальцитом слагает секущие прожилки в рудах и во вмещающих породах.

Кальцит и другие карбонаты в медных рудах месторождений Шамлуг, Алаверди и Кафан встречаются в подчиненном количестве.

Кальцит наиболее часто наблюдается в ассоциации с поздними генерациями сульфидов и сульфосолей. На Кафанском месторождении кальцит сопровождает полиметаллическую минерализацию с теллуридами.

Сравнительно большим развитием пользуется кальцит поздней генерации, образующийся в карбонатную стадию.

Из безводных карбонатов, кроме кальцита, на месторождениях в незначительном количестве присутствуют доломит, анкерит, арагонит и сидерит.

Гипс и ангидрит являются постоянными спутниками колчеданных руд и наибольшим распространением пользуются на Алавердском и Кафанском месторождениях.

В некоторых рудных штоках Шамлуга гипс и ангидрит образуют небольшие скопления, но в общем количественно уступают другим жильным минералам. Гипогенный гипс и

ангидрит в рудах Кафанского месторождения описаны В. Н. Котляром (1936), С. С. Мкртчяном (1958) и многими другими исследователями. Сравнительно часто залежи гипса с живообразными телами ангидрита фиксируются в руднике № 6 вдоль дорудного северо-восточного нарушения, известного в литературе под названием гипсового сброса (С. С. Ванюшин, 1958).

На Алавердском месторождении гипс и ангидрит встречаются вместе с различными типами руд и, по данным документации горных выработок, прослеживаются до глубины 200 м от поверхности. Значительные скопления гипса наблюдаются на северном фланге месторождения (третье расширение) в районе гипсового карьера.

Вопросы происхождения гипса и его взаимоотношений с сульфидной минерализацией на Алавердском месторождении довольно подробно освещены В. Г. Грушевым (1930), И. Г. Магакьяном (1947) и др. Ими доказана гипогенность гипса. Ассоциации ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР рассмотрены К. А. Карамяном и А. С. Фарамазяном (1959).

В колчеданных рудах гипс встречается в тесной смеси с сульфидами — колломорфным пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Скопление и прожилки гипса иногда вместе с баритом слагают всячий бок рудных тел Алавердского месторождения.

Структура гипса зернистая, размер выделений составляет не более 1,0 мм; довольно часто наблюдаются двойники.

Скопления гипса были изучены в районе шахты № 3 и на северном участке месторождения. В изученных образцах спектрально были установлены содержания: Fe 0,2–1,0%, $Mn \leq 0,01\%$, Ti 0,01–0,03%, V ~ 0,0001%, Cu 0,001–0,003%, Pb ~ 0,001%, Sr 0,01–0,03%, Ba 0,01–0,03%.

Сонахождение гипса с баритом в тесной смеси с сульфидами, отсутствие сколько-нибудь заметных скоплений гипергенных минералов, характерных для зоны окисления, распространение гипса на значительную глубину, проникновение гипсовых прожилков во вмещающие породы и другие факты позволили В. Г. Грушевому (1930) однозначно решить вопрос гипогенного происхождения гипса. Рассматривая существующие гипотезы (Бетлер, Линдгрэн, Фримен) образо-

вания гипса с сульфидами, В. Г. Грушевой приходит к выводу о более позднем по сравнению с сульфидами выделения гипса и ангидрита из общих рудоносных растворов. В полном соответствии с этим нам представляется, что гипс и сульфиды относятся к единому – рудному этапу гидротермальной деятельности, но являются продуктами различных стадий минералообразования.

Отсюда становится ясным, что говорить о парагенетической ассоциации ангидрита и гипса с сульфидами не приходится; указанные сульфаты образуются в конце рудного процесса, в одну из конечных стадий минерализации при низких температурах.

Барит в качестве жильного минерала связан преимущественно с полиметаллами; в ассоциации с галенитом, сфалеритом и борнитом он образует кристаллические зерна размером 0,5–1,5 мм. Барит иногда с кварцем и кальцитом наблюдается в виде тонких прожилков, секущих агрегаты сульфидов.

В серно-медноколчеданных рудах барит присутствует в подчиненном количестве. Минерал вместе с кварцем и карбонатами иногда слагает безрудные прожилки во вмещающих породах.

В медноколчеданных месторождениях барит, таким образом, с одной стороны, связан с полиметаллическим оруденением, где он выделяется позднее сфалерита и галенита, а с другой – встречается в безрудных секущих прожилках, образовавшихся в конечные стадии минерализации.

Хлорит широко распространен в гидротермально измененных вмещающих породах и наиболее часто встречается в приконтактных частях рудных тел. В пропилитизированных породах минерал находится в тесной ассоциации с кварцем, серицитом, карбонатом и метакристаллами пирита. Хлорит в этих породах развивается обычно по темноцветным минералам, реже – по плагиоклазу и вместе с метакристаллами пирита слагает небольшие скопления около рудных тел на Шамлугском, Алавердском и Кафанском месторождениях.

Образование хлорита протекает в течение длительного интервала времени. Он выделяется также в рудном этапе в тесной связи с сульфидным оруденением. В этом случае

хлорит наблюдается в ассоциации с пиритом и халькопиритом, где он выделяется позже пирита, но до халькопирита.

Интересные взаимоотношения хлорита наиболее поздней генерации с сульфидами наблюдаются в рудах Шамлугского месторождения. В них хлорит развивается по сульфидам, преимущественно по халькопириту. В данном случае развитие хлорита наиболее интенсивно протекает в зонах дробления зерен сульфидов. В указанных зонах раздробленный халь-

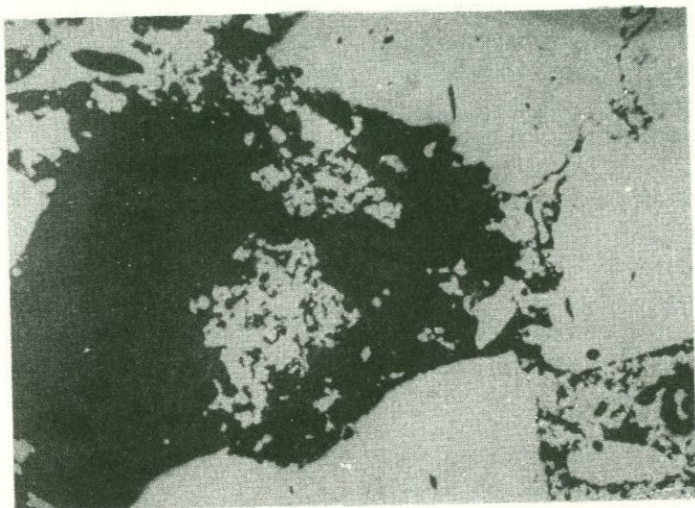


Рис. 28. Частичное замещение халькопирита (белое) хлоритом (черное). Полир. шлиф. х40.

копирит почти полностью замещен хлоритом.

Интересно отметить следующее. Если в рудном агрегате присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и теннантит, то хлорит в подавляющем большинстве развивается по халькопириту. Описанные взаимоотношения свидетельствуют о том, что хлорит последней генерации является эпигенетическим относительно сульфидов.

Серицит подобно хлориту широко развит в гидротермально измененных породах, но вместе с тем сопутствует рудной минерализации.

Наиболее ранняя генерация серицита относится к предрудному этапу и тесно связана с пропилитами. Встречается он

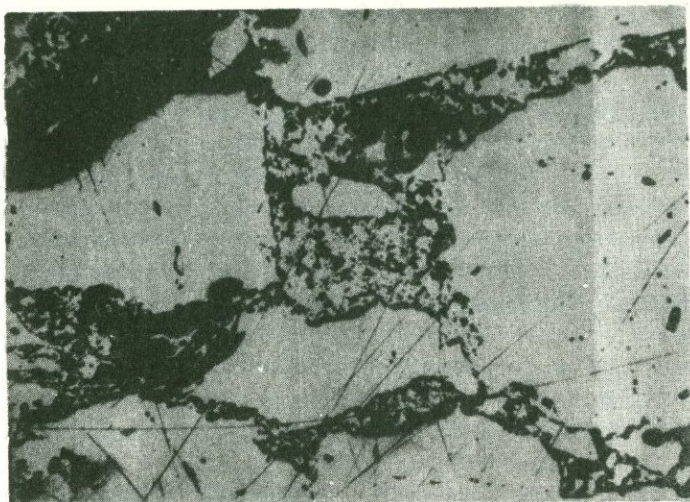


Рис. 29. Более полное замещение катаклазированного халькопирита (белое) хлоритом (черное). Полир. шлиф. х40.

в ассоциации с кварцем, хлоритом, карбонатом и образует с ними кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые породы. Следует отметить, что светлая разность серицита, распространенная в лежащем боку некоторых рудных тел, термическим анализом была определена как гидромусковит.

Серицит слагает мелкочешуйчатые агрегаты, которые местами замещены сульфидами, но, с другой стороны, минерал иногда развивается по раздробленным зернам и стыкам рудных минералов.

Выделения серицита в этом случае приурочены к зонам дробления в сфалерите и халькопирите и к контактам зерен этих двух минералов или других сульфидов. Наибольшее количество фиксируется в трещинках спайности галенита, а последний сам выделился позже халькопирита и сфалерита.

Леверрьерит установлен и описан В. Г. Грушевым (1930) в рудах Алавердского месторождения. По сравнению с серицитом и обычным гидромусковитом леверрьерит – конечный продукт превращения последнего, имеет подчиненное распространение и в виде тонковолокнистых агрегатов и

мельчайших чешуек иногда сопровождает кварц, хлорит, серицит, карбонаты и пирит. В серно-медноколчеданных рудах минерал развивается обычно в промежутках между зернами сульфидов.

Каолинит и диккит отмечаются во вторичных кварцитах; в шамлугских и кафанских прожилково-вкрапленных рудах они имеют весьма подчиненное значение и в виде мелкочешуйчатых агрегатов или порошкообразных масс развиваются в тесном срастании с сульфидами. Кроме того, каолинит отмечается в зонах дорудных нарушений, где во вмещающих породах развивается по серицитизированным плагиоклазам.

Флюорит как редко встречающийся минерал предыдущими исследователями (В. Г. Грушевой, 1930; Н. Я. Монахов, Н. М. Прокопенко) установлен и описан в алавердских, шамлугских и кафанских рудах.

Кристаллические агрегаты зеленого и голубовато-зеленого флюорита размером отдельных индивидов 1,5–2 см в поперечнике иногда отмечаются в массе серного колчедана и в карбонатных прожилках. Флюорит встречается в ассоциации с пиритом, кальцитом и кварцем. На Шамлуге минерал, по данным Н. Я. Монахова, отмечен в прожилке кальцита, содержащего 88,75% флюорита. Последний по данным химического анализа содержит: Са 45,63%, F 43,40%,

R_2O_3 4,27% и нерастворенного остатка 1,06%.

В медноколчеданных рудах флюорит является минералом-спутником и представлен в виде хорошо образованных кубических кристаллов.

Минеральный состав руд серноколчеданных месторождений

По своему минеральному составу типично серноколчеданными являются руды Тандзутского и Чибухлинского (Черная речка) месторождений, размещенных в пределах Базумского рудного района. Наряду с этим небольшие по размерам рудные тела, сложенные из серного колчедана, известны также на медноколчеданных месторождениях Алавердской и Кафанской групп. На Шамлугском месторождении к ним относятся линзы "А" и "В", а на Алавердском – штоки "Анастас" и "Серный колчедан".

В процессе изучения минерало-геохимических особенностей серноколчеданных руд Тандзутского и Чибухлинского месторождений в них обнаружены и описаны новые минералы. В серноколчеданных рудах, кроме главного рудослагающего минерала – пирита, в небольших количествах устанавливаются и другие сульфиды, а также сульфосоли и силикаты, описание которых приводится ниже.

Пирит образует поля и скопления, состоящие из агрегатов мелких зерен, размером 0,02–0,05 до 0,1 мм. Наряду с такой тонкозернистой массой встречаются и метакристаллические агрегаты пирита. Нередко наблюдаются колломорфные выделения пирита, которые характеризуются почкообразным и зонально-полосчатым строением.

Таблица 12

Минералы серноколчеданных руд месторождений
Тандзут и Чибухлы

Нерудные		Рудные	
основные	второстепенные	основные	второстепенные
Кварц Кальцит Гипс	Эпидот Хлорит Серицит Диапор Алунит Барит Пирофиллит	Пирит	Халькопирит Сфалерит Галенит Теннантит Ковеллин Энаргит Станнин Виттихенит Халькозин Людонит Золото Серебро Линнеит Рутил

Формы и размеры зерен пирита в агрегатах разнообразны, что, несомненно, обусловлено различными условиями образования минерала. Наблюдения показывают, что пириты Тандзутского и Чибухлинского месторождений относятся к трем различным генерациям. Пирит наиболее ранней генера-

ции метасоматического происхождения и широко распространен в гидротермально измененных вмещающих породах. Раздробленные метакристаллы раннего пирита иногда встречаются и в массивных серноколчеданных рудах.

Облик метакристаллов пирита в большинстве случаев пентагон-додекаэдрический. Размер отдельных зерен составляет от 0,1–0,3 до 0,5–1,0 мм. В массивных серноколчеданных рудах одиночные кристаллы пирита или их скопления образуют порфиоровидную микротекстуру. Местами выделения метакристаллов сопровождаются округлыми зернами пирита, размером 0,02–0,03 мм, образующими ореол шириной 0,5–1,0 мм. Агрегаты раннего пирита обычно раздроблены и по трещинкам замещены более поздним пиритом, халькопиритом и кварцем.

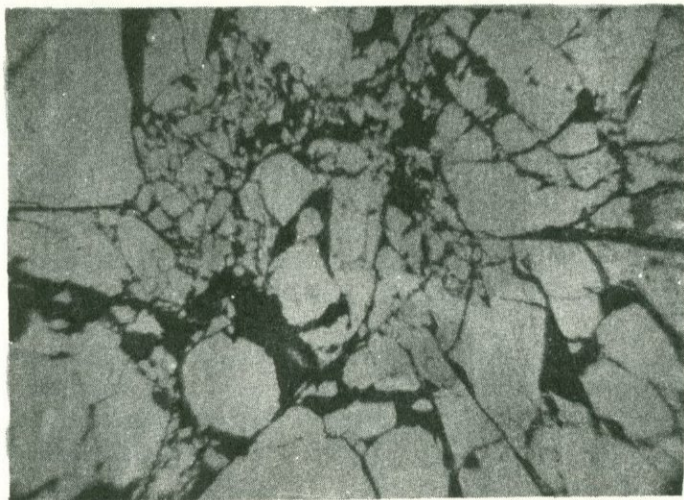


Рис. 30. Катаклазированный пирит (белое), сцементированный кварцем (черное). Полир. шлиф. $\times 100$.

Спектрально в раннем пирите устанавливается присутствие: Mn, Ni, Co 0,001–0,003%; Ti, Cu, As 0,003–0,01%; Zn, Sr 0,01–0,03%; Ba ~ 1,0%. Содержание Se и Te по данным химических анализов, составляет от следов до 0,0002%.

Пирит второй генерации распространен значительно шире и слагает основную рудную массу. Представлен он сплошны-

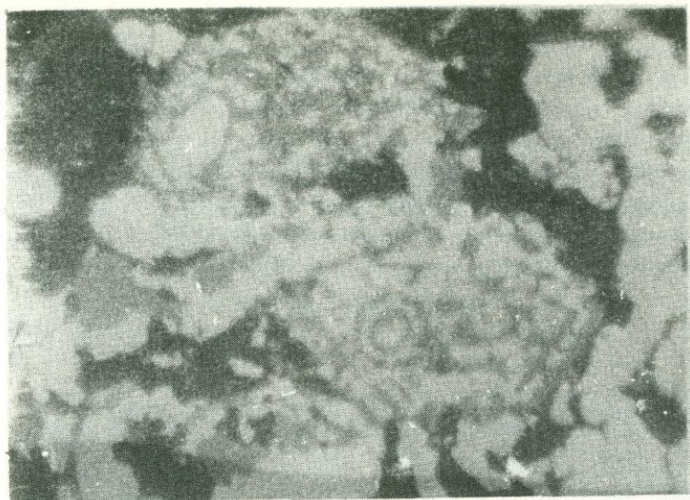


Рис. 31. Замещение сфалеритом (серое) почковидных выделений пирита (белое). Черное – нерудные минералы. Полир. шлиф. $\times 400$.

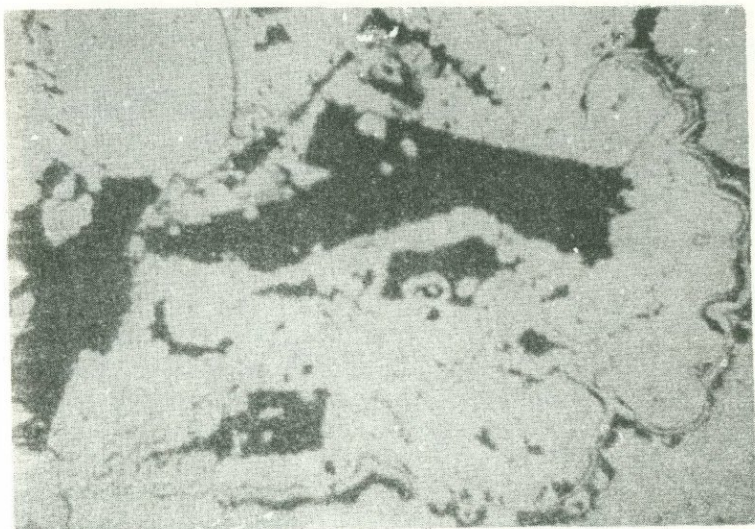


Рис. 32. Почковидные скопления скрытокристаллического пирита. Черное – кварц. Полир. шлиф. $\times 115$.

ми тонкозернистыми агрегатами, в которых встречаются почковидные, колломорфные выделения. В полях и между зернышками пирита отмечаются мелкие выделения халькопирита, сфалерита, энаргита, ковеллина, рутила и других рудных минералов.

Нередко колломорфные выделения пирита характеризуются натечными агрегатами концентрически-зонального строения. В полированных шлифах метакристаллические агрегаты раннего пирита обычно окаймлены колломорфным пиритом.

Пирит второй генерации содержит: Mn, Co, Mo, Pb, Ag, Bi, Sn 0,001-0,003%; Cu, Zn, Ga, Sr, Ba 0,003-0,01%; Ti, As 0,03-0,1%. По данным химических анализов, в танзутских пиритах содержится Se 0,012-0,034, Te 0,024-0,0090, а в чибухлинских пиритах - Se 0,0125-0,0233, Te 0,0033-0,0036.

Пирит третьей генерации пользуется весьма ограниченным развитием и встречается в полиметаллических прожилках. Этот пирит образует мелкие кристаллы кубического облика в тесной ассоциации с галенитом, сфалеритом, теннантитом и в большинстве случаев корродирован и замещен пос-

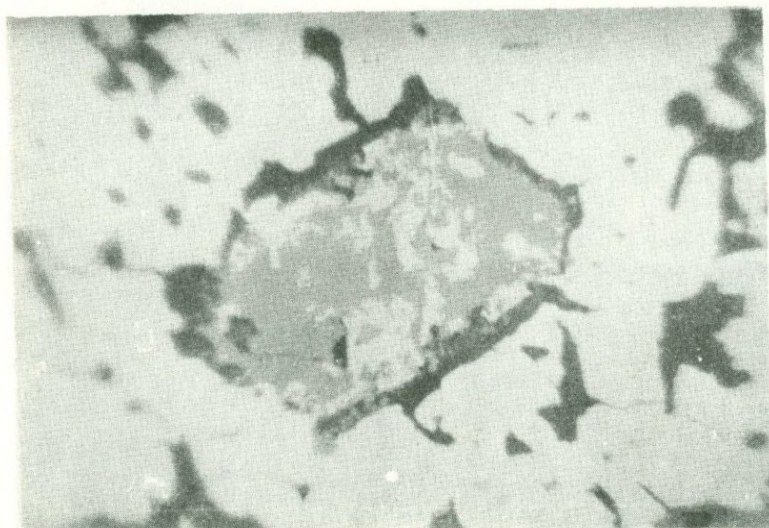


Рис. 33. Скелетная структура замещения пирита (белое) сфалеритом (серое). Черное - нерудные минералы. Полир. шлиф. $\times 350$.

ледними. Кроме прочих элементов, перечисленных выше, поздний пирит содержит Se от 0,001 до 0,012% и Te от следов до 0,001%.

Присутствие в пиритах ряда элементов следует объяснить наличием в них мельчайших включений галенита, сфалерита, халькопирита, теннантита, энаргита, виттихенита, станнина. Что же касается селена и теллура, то их самостоятельные минералы не обнаружены, хотя С. Ш. Саркисян (1962) указывает на наличие в тандзутских рудах крукесита, что весьма сомнительно.

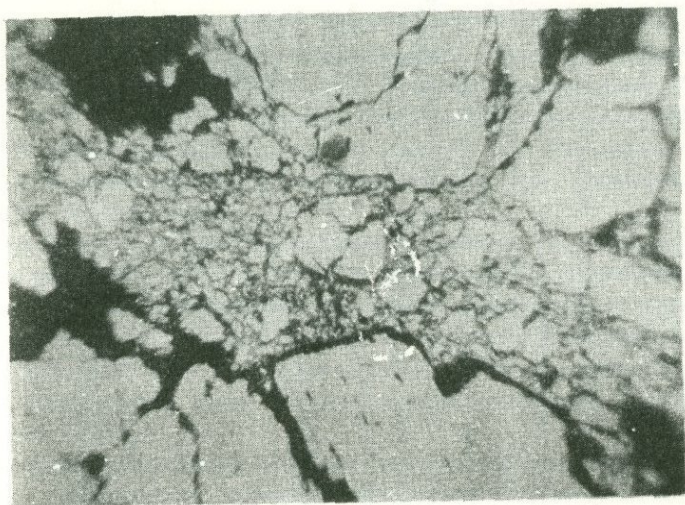


Рис. 34. Катаклазированный пирит (белое), сцементированный нерудными минералами (черное). Полир. шлиф. $\times 100$.

Пириты различных генераций отличаются друг от друга не только по типоморфным особенностям, но и по содержанию типичных для них элементов — селена и теллура. Наиболее высокое их содержание отмечается в пирите второй генерации и постепенно снижается в позднем пирите.

Халькопирит в серноколчеданных рудах Тандзутского и Чибухлинского месторождений присутствует в незначительном количестве в тесном срастании с пиритом, реже гале-

Таблица 13

Химические анализы пиритов

п/п	№ проб	Место взятия проб	С о д е р ж а н и е в							
			Fe	S	SiO ₂	Cu	Zn	Pb	As	Сумма
1	11/55	Тандзут, скв. № 113, инт. 89,9 м	45,21	52,92	1,72	0,003	0,07	0,004	0,07	99,99
2	19/55	Тандзут, скв. № 4, инт. 84,3 м	45,56	52,33	1,93	0,002	0,05	0,015	0,08	99,97
3	36/55	Чибухлы, отвал старой штольни № 1	46,12	52,33	1,45	0,02	0,03	0,005	0,03	99,93
4	38/55	Чибухлы, отвал старой штольни № 1	45,53	52,64	1,67	0,03	0,02	0,003	0,05	99,94
5	105	Чирагидзор	46,05	52,19	-	0,02	-	-	0,04	98,30
6	26	Тоганалы	45,72	52,29	-	0,03	-	-	0,11	98,15
7	9	Кедабек	45,58	52,19	-	0,13	0,09	-	0,08	98,07

№ 5, 6 и 7 по Г. Х. Эфендиеву (1957).

нитом, сфалеритом и теннантитом. Минерал образует мелкие (0,1–0,3 мм) выделения, прожилочки и цепочки зерен преимущественно в пиритовых полях. Минерал чаще отмечается в серноколчеданных рудах участка "Рудокон" (Черная речка).

Более поздний халькопирит в подчиненном количестве отмечается в полиметаллических жилах и прожилках. Совместно с пиритом, сфалеритом и галенитом образует мелкие поля, размером 0,03–0,05 мм в поперечнике, изредка секущие прожилки. Судя по взаимоотношениям с другими сульфидами, халькопирит выделился после пирита и сфалерита.

В полиметаллических прожилках мелкие выделения халькопирита обычно корродированы теннантитом и галенитом. Минерал в виде рассеянной вкрапленности иногда фиксируется также в кварце. Роль халькопирита в серноколчеданном и полиметаллическом типах руд весьма подчиненная; содержание меди в них, по данным химических анализов, составляет не более 0,1%. По данным химических анализов, в средней пробе тандзутской руды содержание Cu колеблется в пределах 0,08–0,1%.

Сфалерит представлен темной разностью; в серноколчеданных рудах присутствует в подчиненном количестве и образует мелкие выделения в тесном срастании с пиритом и кварцем. Размеры отдельных выделений сфалерита составляют 0,05–0,07 мм. Местами мелкие ангедральные образования минерала в виде оторочек развиваются по краям пиритовых зерен.

Относительно более крупные выделения сфалерита в ассоциации с галенитом, теннантитом, халькопиритом и пиритом отмечаются в полиметаллических прожилках, развитых на Тандзутском месторождении и Чернореченском полиметаллическом проявлении. Размеры зерен позднего сфалерита составляют от 0,5–1 до 2 мм в поперечнике.

Судя по взаимоотношениям с другими сульфидами, сфалерит выделяется позже пирита, но раньше халькопирита, теннантита и галенита. Под микроскопом довольно часто отмечается структура замещения пирита сфалеритом; причем процесс замещения иногда развивается от центра пиритовых зерен к их периферии. Местами поля пирита пересечены тоненькими прожилочками сфалерита. Интересно отметить, что в ряде случаев наряду с ангедральными поля-

ми, отмечаются колломорфные выделения сфалерита в ассоциации с пиритом.

Сфалерит из Чернореченского проявления содержит: Ga ~ 0,001%; Mn ~ 0,03%; As 0,03–0,1%; Cu, Ag, Cd 0,1–0,3%; Fe, Pb, Sb 0,3–1,0%.

Галенит присутствует в подчиненном количестве и ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, теннантитом и пиритом поздней генерации. В полированных шлифах минерал отмечается в виде полей неправильной формы размером 0,3–0,5 и более мм. Наиболее часто выделения галенита встречаются в прожилках полиметаллического состава, секущих серноколчеданные руды. В количественном отношении он здесь превалирует над сфалеритом, теннантитом, халькопиритом и пиритом и выделяется позже них. Перечисленные минералы корродированы и замещены галенитом. Из элементов-примесей в галените, по данным химических анализов, отмечаются Fe, Cu, Zn, Ag, Au, Se.

Теннантит в серноколчеданных рудах в виде единичных зерен размером не более 0,05 мм в поперечнике ассоциирует со сфалеритом. Более часто минерал наблюдается в полиметаллических рудах, где он образует выделения неправильной формы размером 0,1–0,3 мм. Теннантит обычно развивается в полях сфалерита или же по краям выделений последнего; иногда вместе с галенитом, реже халькопиритом в выделениях сфалерита образует тоненькие прожилки. Зерна теннантита особенно часто приурочены к стыкам выделений галенита и сфалерита.

В сфалерите из Чернореченского полиметаллического проявления отмечается присутствие мышьяка в количестве 0,03–0,1%.

Ковеллин. В процессе изучения тандзутских руд наше внимание привлекло присутствие гипогенного ковеллина в отдельных образцах и полированных шлифах. Ковеллин встречается на различных горизонтах месторождения – на центральном участке в обнаженной части основной линзы и в образцах керна буровых скважин, примерно на вертикальном отрезке 100–150 м. При этом с глубиной отмечается некоторое повышение содержания ковеллина в рудах; в образцах, взятых из обнажений, количество его составляет около 1%, а в образцах керна – 2–3%.

Ковеллин развивается обычно в полях пирита в тесном сростании с энаргитом. Взаимоотношения ковеллина и энаргита с пиритом свидетельствуют о том, что первые два минерала образовались позднее пирита второй генерации и заполняют промежутки между его зернами. Направление удлинения зерен ковеллина и энаргита в большинстве случаев совпадает, и они развиваются в основном вдоль плоскостей сланцеватости в серноколчеданной руде.

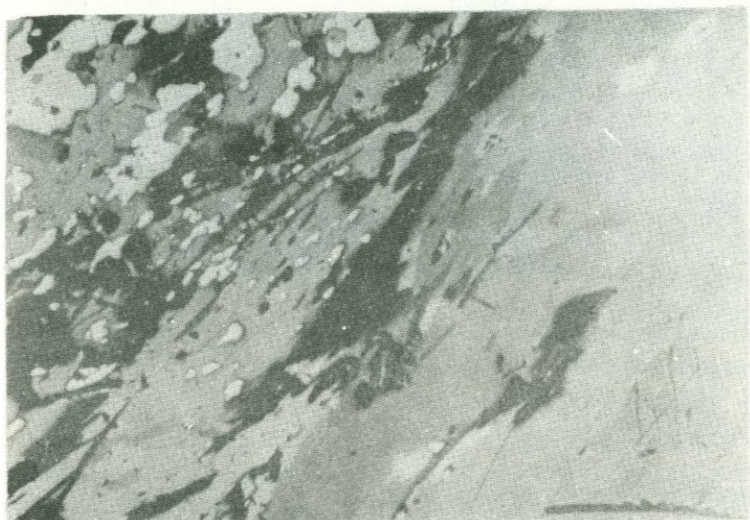


Рис. 35. Пластинчатые выделения ковеллина (светло-серое) в тесном сростании с энаргитом (серое) и пиритом (белое). Полир. шлиф. $\times 70$.

Ковеллин образует отдельные эвгедральные пластинки и чешуйки или агрегаты таких выделений, локально встречающихся в полях пирита. Величина отдельных индивидов составляет в среднем 0,1, иногда до 0,3 мм в длину. Агрегаты ковеллина, состоящие из пластинчатых выделений, имеют макроскопические размеры в пределах 0,5–1,0 см.

Цвет ковеллина под микроскопом – от темно-синего до голубовато-белого. Двуотражение сильное с ярко выраженным цветным эффектом. Параллельно (0001) минерал принимает сиреневый оттенок, а по направлению $\perp$ (0001) –

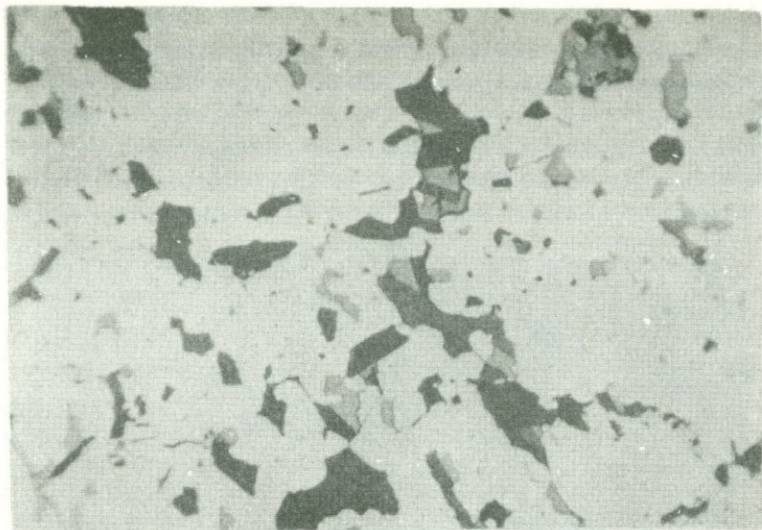


Рис. 36. Мелкие выделения гипогенного ковеллина (серое) в полях пирита (белое). Черное – нерудные минералы. Полир. шлиф, x70.

меняется до светло-голубых тонов со слегка розоватым оттенком. Минерал сильно анизотропен; при скрещенных николях в воздухе цвет ковеллина меняется от синего до красного или ярко-оранжевого (при диагональном положении пластинок). В масле этот эффект значительно усиливается.

В полях пирита ковеллин устанавливается либо в виде самостоятельных выделений, либо же в тесных сростаниях с энаргитом. В обоих случаях границы пластинчатых и чешуйчатых выделений минерала с зернами пирита и энаргита отчетливые. Местами наблюдаются признаки замещения пирита энаргитом или же пирита и энаргита ковеллином, что свидетельствует о более позднем выделении ковеллина из рудоносных растворов в связи с повышением в них концентрации меди. Наряду с этим, выделения ковеллина в свою очередь подвергнуты сдвигу $\parallel$ (0001). В полированных шлифах иногда отмечаются изогнутые пластинки и чешуйки ковеллина.

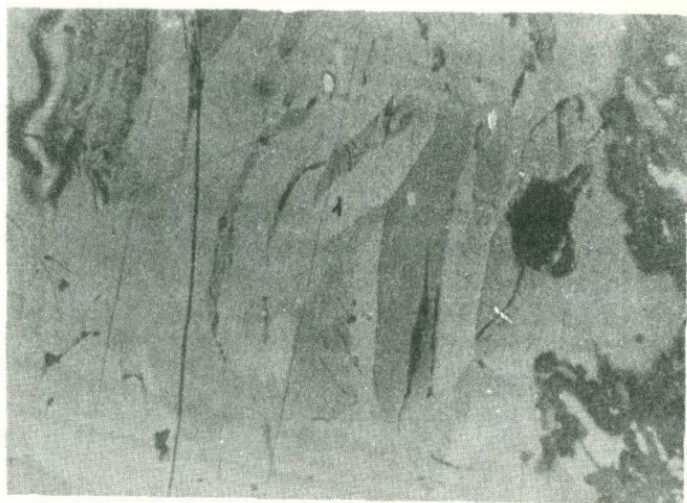


Рис. 37. Изогнутые пластинчатые выделения ковеллина. Белое рельефное – пирит. Полир. шлиф. $\times 200$.

Согласно П. Рамдору (1962), у ковеллина, как и у всех таблитчатых минералов с явно выраженной слоистой структурой, существует легкая способность к сдвигу $\parallel (0001)$.

Следует отметить, что в изученных многочисленных полированных шлифах признаки, указывающие на вторичные образования ковеллина (каемки или прожилки его вокруг других сульфидов или в их полях), вовсе отсутствуют. Это в равной мере касается и отсутствия в изученных шлифах гипергенных минералов вообще.

Тандзутский ковеллин был подвергнут рентгенометрическому анализу методом порошка. Условия съемки: антикатод Cu с Ni фильтром, экспозиция – 3 часа, камера РКД ($2R = 57,3$). Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН Армянской ССР Э. Х. Хуршудян.

Сравнение тандзутского образца с ковеллином из месторождения Бьютт (Монтана, США) показывает, что они по показателям межплоскостных расстояний весьма близки.

Эвгедральные пластинчатые и чешуйчатые выделения тандзутского ковеллина, их четкие кристаллические формы,

тесная ассоциация минерала с энаргитом в полях пирита, отсутствие весьма характерных для начала процессов замещения тонкозернистых корочек или прожилков ковеллина в полях пирита, а также других вторичных минералов в целом позволяют считать ковеллин Тандзутского месторождения гипогенным, образовавшимся в одну из последних стадий минерализации.

Наличие гидротермального ковеллина в колчеданных рудах и его ассоциация с другими сульфидами вполне закономерное явление и отмечается не только в рудах Тандзута. А. Г. Бетехтин (1955) допускает возможность совместного образования пирита, ковеллина и энаргита, а также наличия в

Интенсивности линий и межплоскостные расстояния ковеллина Таблица 14

Ковеллин из Тандзута		Ковеллин ^х (эталон)	
J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$
5	3,05	8	3,04
9	2,82	10	2,81
10	2,73	8	2,72
2	2,32	6	2,30
1	2,10	2	2,09
2	2,04	4	2,04
10	1,893	10	1,890
6	1,738	8	1,730
7	1,558	8	1,555
2	1,468	4	1,465
2	1,387	4	1,382
5	1,351	6	1,348
3	1,278	6	1,272
3	1,209	6	1,210
1	1,171		-
7	1,089	8	1,093
2	1,063		-
2	1,017	6	1,014
2	0,994	4	0,990
3	0,952	6	0,950
2	0,898	2	0,893
2	0,852		-
1	0,831		-

^х В. И. Михеев. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолиздат, 1957.

в рудах бинарного парагенезиса пирит + ковеллин. На Тандзутском месторождении гипогенный ковеллин встречается в парагенезисе с энаргитом, однако не исключена возможность обнаружения его в парагенетической ассоциации с пиритом поздней генерации. Это предположение подкрепляется еще тем, что в рудах месторождения пирит развивается в нескольких генерациях, и в одну из последних стадий минерализации вполне допустим его парагенезис с ковеллином. Примерно в таком же сочетании минералов, как на Тандзуте, гипогенный ковеллин совместно с пиритом, энаргитом, борнитом, халькопиритом и теннантитом отмечается также в медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах.

По литературным данным, гидротермальный ковеллин установлен и описан в рудах месторождений Бьютт (Монтана, США), Тсумеб (ЮЗ Африка) и др., а также - колчеданного месторождения Бор (Югославия). При этом интересно отметить, что месторождение Бор по минеральному составу руд (мелкозернистая смесь пирита и энаргита с ковеллином, халькозином, борнитом, халькопиритом, люцитом, самородным золотом и др.) напоминает Тандзутское месторождение в Армянской ССР.

Энаргит в незначительном количестве и локально совместно с гипогенным ковеллином встречается в полях тандзутского пирита. Минерал образует небольшие ангедральные выделения размером 0,1-0,3 мм в поперечнике. В отдельных случаях скопления энаргита слагают поля и больших размеров (1-2 мм) и содержат в себе мелкие корродированные зерна пирита. В серноколчеданных рудах химические анализы показывают содержание As в количестве 0,2 %.

Станнин и виттихенит в рудах Тандзутского месторождения впервые были обнаружены и описаны в 1957г. (Э. А. Хачатурян, 1957). Встречаются они спорадически в виде мелких зерен в резко подчиненном количестве. Мелкие ангедральные выделения станнина, размером 0,02-0,03 мм в поперечнике, обнаруживаются в полях пирита, реже сфалерита. В отраженном свете минерал светлее сфалерита, отличается своим оливковым оттенком, заметно анизотропен, что отчетливо проявляется в масле, с цветным эффектом от зеленоватых до розоватых тонов.

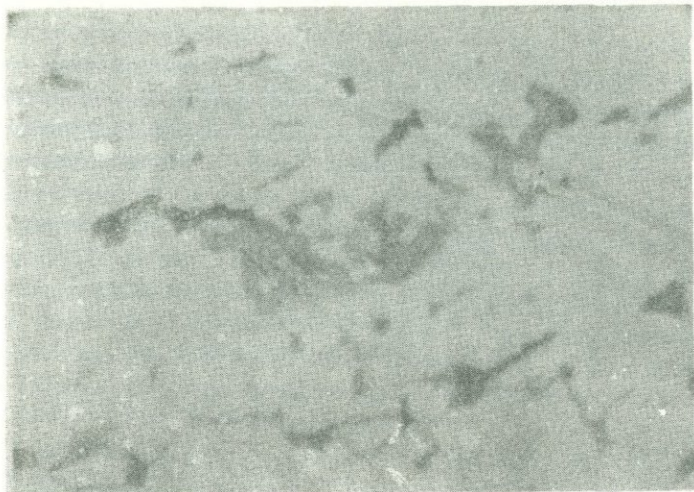


Рис. 38. Мелкие выделения станнина (светло-серое) в тесном сростании со сфалеритом (серое) в агрегатах пирита (белое). Черное – нерудные минералы. Полир, шлиф x400.

Виттихенит так же, как станнин, присутствует в незначительном количестве в виде единичных зерен размером до 0,02 мм; минерал тесно сростается со сфалеритом и станнином. Цвет минерала в отраженном свете серовато-белый с отчетливым коричневатым оттенком; анизотропность заметна только с иммерсией. От станнина виттихенит отличается более высокой отражательной способностью и своим коричневатым оттенком. Присутствие Sn и Bi в чисто отобранных пиритах отмечается спектральными и химическими анализами в количестве 0,001%.

Рутил в небольшом количестве устанавливается в полях пирита, реже в агрегатах кварца. В полированных шлифах легко распознается по габитусу кристаллов. Эвгедральные, призматические и столбчатые зерна рутила, размером 0,1–0,3 мм в длину, наиболее часто встречаются в полях мелкозернистого пирита. Реже выделения рутила отмечаются в кристаллических агрегатах раннего пирита.

Халькозин (?) описывается С. Ш. Саркисяном (1962)

в виде мельчайших червеобразных обособлений в тандзутском пирите. На основании слабого голубоватого оттенка минерал диагностирован как халькозин с незначительной примесью ковеллина.

Люцит является весьма редким минералом и в виде единичных мелких двойникованных выделений встречен в полях энаргита.

Золото и серебро обнаруживаются очень редко в виде мельчайших ($\sim 0,001$ мм) каплевидных выделений в полях пирита. Единичные зернышки самородного серебра иногда отмечаются и в полиметаллических прожилках — в полях галенита.

Линнеит в серноколчеданных рудах Чибухлинского месторождения установлен впервые (Э. А. Хачатурян, 1957). Минерал встречается редко и в небольшом количестве в полях мелкозернистого серного колчедана; в виде ангедральных образований развивается по краям выделений пирита.

Минерал характеризуется розовато-белым цветом, более низкой отражательной способностью, чем у пирита, изотропностью. В рудах колчеданной формации линнеит отмечается спорадически в резко подчиненном количестве. Присутствие кобальта спектрально в количестве 0,01–0,03% устанавливается в пирите из Чернореченского участка.

На серноколчеданных месторождениях из нерудных минералов значительным распространением пользуются: кварц, иногда кальцит и гипс (Чибухлы), а также серицит, хлорит, эпидот и пирофиллит.

Кварц встречается в нескольких генерациях. Ранний кварц в виде кристаллических агрегатов ассоциирует с зернистыми агрегатами раннего пирита. Вторая генерация кварца развита в сплошных серноколчеданных рудах, где ксеноморфные выделения его заполняют промежутки между зернами сульфидов или образуют тонкие прожилки, секущие раздробленные кристаллы раннего пирита. Молочно-белый кварц третьей генерации образует идиоморфные кристаллы в полиметаллических прожилках; здесь он вместе с кальцитом является основной жильной массой. Кроме кварца, в рудах развиты хлорит, серицит и в небольшом количестве кальцит.

Гипс наряду с кварцем значительно распространен в

серноколчеданных рудах Чибухлинского месторождения. На Чернореченском участке гипс широко развит вблизи серноколчеданных линзообразных тел и часто в виде рубашки обволакивает их. Вместе с тем, маломощные прожилки гипса по послерудным трещинам проникают как в рудные тела, так и во вмещающие гидротермально измененные липаритовые порфиры.

На описании остальных жильных минералов отдельно останавливаться не будем, ибо они вкратце охарактеризованы в разделе "Рудовмещающие породы и характер их изменения".

Минеральный состав руд колчеданно-полиметаллических месторождений

Колчеданно-полиметаллическими рудами (с значительной ролью барита) сложены Ахталское и Шаумян-Халаджское месторождения Алаверди-Кафанской зоны. Вместе с тем почти постоянное присутствие полиметаллических руд в виде небольших рудных тел отмечается на медно- и серноколчеданных месторождениях. На медноколчеданных месторождениях Алаверди и Шамлуг известны самостоятельные штоки и линзы полиметаллических руд. Последние на серноколчеданных месторождениях Тандзут и Чибухлы играют подчиненную роль и слагают маломощные жилы и прожилки.

Полиметаллические руды характеризуются относительно большим разнообразием минеральных видов, содержанием ряда редких минералов, впервые установленных на Ахталском и Шаумян-Халаджском месторождениях. Главными рудослагающими минералами являются сфалерит и галенит (при подчиненной роли последнего), а также пирит и халькопирит. К второстепенным относятся многочисленные минералы из группы сульфидов, сульфосолей и окислов. Из жильных минералов основными являются: барит, кварц, хлорит и серицит.

Изучение и диагностика большой группы редких минералов связаны с определенными трудностями. Они обычно встречаются в полированных шлифах редко, в виде микроскопических включений. Некоторые из редких минералов установлены рентгеноструктурным анализом (В. Г. Гогишвили, 1962), другие предположительно отнесены к тем или другим минеральным видам (В. О. Пароникян, 1962; Н. М. Чернышов, 1962).

Сфалерит является главным и распространенным рудным минералом в полиметаллических рудах и занимает обычно около 40–45% общей площади полированного шлифа или штуфа. Сфалерит представлен в большинстве случаев темно-окрашенной разностью.

В рудах Ахталского месторождения выделяются две генерации сфалерита. Первая генерация сфалерита наиболее широко развита, наблюдается в ассоциации с минералами медно-цинковой стадии минерализации, особенно часто в тесном сростании с халькопиритом и борнитом.

Сфалерит первой генерации образует кристаллические выделения с размером отдельных зерен от 0,5 до 2 мм; отличается хорошо выраженным двойниковым строением, проявляющимся после травления. Сфалерит вместе с халькопиритом первой генерации слагает на месторождении массивные крупнозернистые руды.

Поля раннего сфалерита нередко содержат мелкую эмульсию халькопирита. По времени образования он выделился несколько раньше или почти одновременно с халькопиритом и отчетливо позже пирита. Нередко кристаллические агрегаты и колломорфные почки последнего замещены сфалеритом.

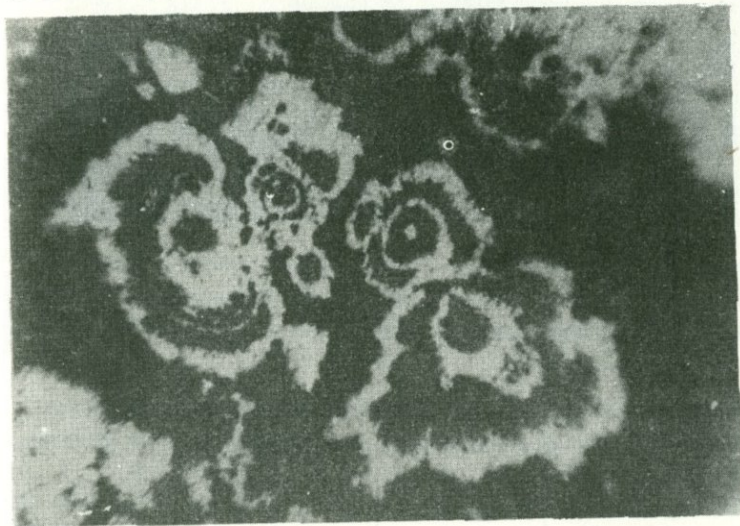


Рис. 39. Концентрически-зональные почковидные выделения пирита (белое), заполненные сфалеритом (серое).
Полир. шлиф. х350.

Иногда наблюдаются концентрические выделения сфалерита в нерудной массе.

По данным спектрального анализа, сфалерит первой генерации содержит: Cu 0,3–1,0%, Pb 0,01–0,03%, Fe 0,3–1,0%, Mn 0,003–0,01%, Ag ~ 0,0003%, Cd ~ 1,0%, Ge и Ga ~ 0,001%.

Сфалерит второй генерации тесно ассоциирует с галенитом, халькопиритом, борнитом, теннантитом, реньеритом, германитом и другими минералами. В этой ассоциации минералов сфалерит по времени выделения является наиболее ранним, образуется раньше халькопирита второй генерации и других сульфидов. Поля сфалерита часто раздроблены и

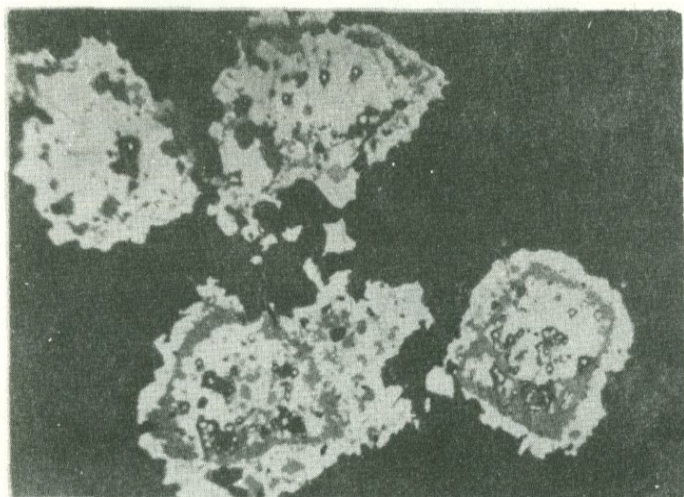


Рис. 40. Зональное замещение сфалерита (серое) халькопиритом (белое). Мелкие рельефные зерна – пирит. Черное – нерудная масса. Полир. шлиф. x115.

замещены более поздними минералами – халькопиритом, борнитом (развивающимся по халькопириту), теннантитом, галенитом.

Спектрально в сфалерите второй генерации присутствуют: Cu ~ 0,3%, Pb 0,3–1,0%, Fe 0,1–0,3%, Mn 0,01–0,03%, Ag ~ 0,003, Cd ~ 1,0%, Ge ~ 0,003%, Ga 0,003–0,01%. Кроме того, во многих пробах на грани чувствительности

Минералы полиметаллических руд
месторождений Ахтала и Шаумян-Халадж

Н е р у д н ы е		Р у д н ы е	
основные	второстепенные	основные	второстепенные
Барит	Кальцит	Сфалерит	Борнит
Кварц	Гипс	Галенит	Теннантит
Хлорит	Анкерит	Пирит	Халькозин
Серицит	Доломит	Халькопирит	Ковеллин
	Сидерит		Тетраэдрит
	Далесит		Марказит
	Клинохлор		Пирротин
	Мусковит		Гематит
	Гидромусковит		Магнетит
	Флюорит		Станнин
	Цеолиты		Электрум
	Диксит		Штрмейерит
	Пирофиллит		Ялпайт
	Алунит		Стефанит
	Эпидот		Аргентит
	Клиноцоизит		Полибазит
			Пирсеит (?)
			Миллерит
			Касситерит
			Реньерит
			Германит
			Алтаит
			Тетрадимит
			Теллуриовисмутит
			Виттихенит
			Вюртцит
			Энаргит
			Иорданит
			Арсенопирит
			Гуанахуатит (?)
			Гетит
			Золото
			Серебро

применяемого метода спектрального анализа ($< 0,001\%$) отмечается присутствие Mo.

Исследования сфалеритов под ультрафиолетовым светом, любезно выполненные П. Я. Ярошем, показали, что ахталский сфалерит ведет себя точно так же, как такой же минерал, например, из Ш Интернационала, Александринского или Гайского месторождений на Урале. Сфалерит из Ахталы, в результате метаморфизма раздробленный и превращенный в мелкозернистый агрегат, в отличие от недробленного, ярко светится в оранжево-желтых, желтых, белесо-голубоватых, белесо-зеленовато-голубоватых и голубовато-белесых тонах. Особенно светится тот сфалерит, который ассоциирует с поздним борнитом.

Это свидетельствует о том, что на зональные зерна сфалерита наложены растворы, которые приносили в него активатор, вызывающий свечение под ультрафиолетовым светом.

На Шаумян-Халаджском месторождении сфалерит наиболее широким распространением пользуется в рудах полиметаллической стадии минерализации, где его постоянными спутниками являются галенит, халькопирит, пирит, сульфосили мышьяка и сурьмы, а также спорадически теллуриды свинца, висмута и золота.

Сфалерит темно-коричневой окраски в верхних горизонтах слагает крупнокристаллические агрегаты. С глубиной происходит некоторое изменение типоморфных особенностей сфалерита — он переходит в более мелкозернистую и почти черную разность. Светлоокрашенные разновидности цинковой обманки встречаются редко.

В шаумян-халаджских рудах также отмечаются две генерации сфалерита: первая из них фиксируется в кварцево-сульфидных жилах и характеризуется содержанием тонкой эмульсионной вкрапленности халькопирита, а вторая — преимущественно в кальцитовых жилах и прожилках и не содержит халькопиритовой эмульсии.

По данным химических анализов (Н. М. Прокопенко), крупнозернистый шаумян-халаджский сфалерит характеризуется слабой железистостью ($\text{Fe } 0,78\text{--}1,09\%$) и низким содержанием марганца ($\text{Mn } 0,09\text{--}0,28\%$).

В чисто отобранных сфалеритах спектрально, кроме Fe, Ti, Mn, Cu и Pb устанавливается также содержание редких элементов: Cd (1–3%); Sb (0,01–0,5%); Ag, Te,

Ga (0,05–0,1%); Bi, Jn (0,003–0,01); Au, Sn, Ge (0,001–0,003%).

Крупнозернистые и однородные по окраске агрегаты под воздействием подвижек раздроблены и сцементированы поздним кварцем и другими нерудными минералами, а также халькопиритом и пиритом. Как показало изучение, в стороне от

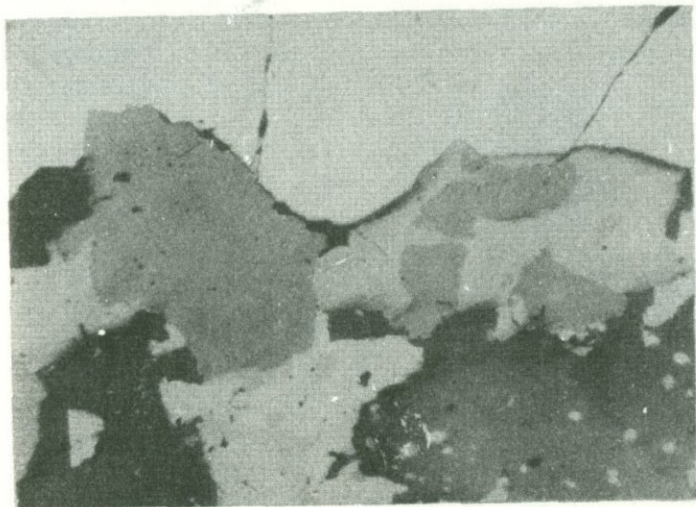


Рис. 41. Замещение агрегатов сфалерита (серое) теннантитом (светло-серое) и халькопиритом (белое). Белое рельефное – пирит. Черное – нерудные минералы. Полир. шлиф. x60.

трещин, выполненных другими минералами, сфалерит светится очень слабо оранжевым светом, а мелкие обломки в трещинах, захваченные кварцем, светятся ярким желтовато-оранжевым светом. Несомненно активатор, вызывающий свечение, привнесен в сфалерит после его образования.

Все это позволяет считать бесспорным, что на руды Ахтальского, Шаумян-Халаджского и других месторождений после их образования воздействовали растворы, привнесшие в них радиоактивные и, вероятно, другие элементы (Sn, Ag и т. д.). Эти растворы могли быть генетически связаны с внедрением более поздних кислых интрузий.

Галенит является основной составной частью полиметаллических руд, по сравнению со сфалеритом встречается в подчиненном количестве и образует прожилки, выделения неправильной формы, гнезда и вкрапленность.

В полированных шлифах галенит представлен крупнокристаллическими агрегатами в тесной ассоциации с халькопиритом, сфалеритом и борнитом. Обычно он заполняет промежутки между зернами перечисленных сульфидов. Изредка выделения галенита занимают центральную часть почек пирита.

Наряду с крупнокристаллическими, весьма характерны смешанные мелкозернистые агрегаты галенита с халькопиритом, сфалеритом и теннантитом, размером зерен до 0,01 мм.

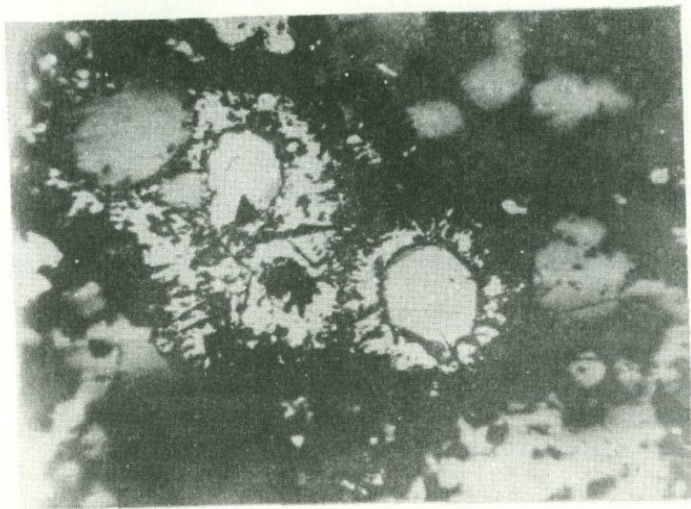


Рис. 42. Округлые выделения пирита (белое рельефное), замещенные галенитом (белое). Серое — сфалерит. Черное — нерудные минералы. Полир. шлиф. $\times 100$.

Агрегаты, состоящие из мелкозернистого галенита иногда окаймляют или в виде прожилков пересекают поля сфалерита.

Судя по взаимоотношениям с другими минералами, галенит по времени выделения является одним из поздних сульфидов; образуется после сфалерита, халькопирита, теннантита и борнита в полиметаллическую стадию минерализации.

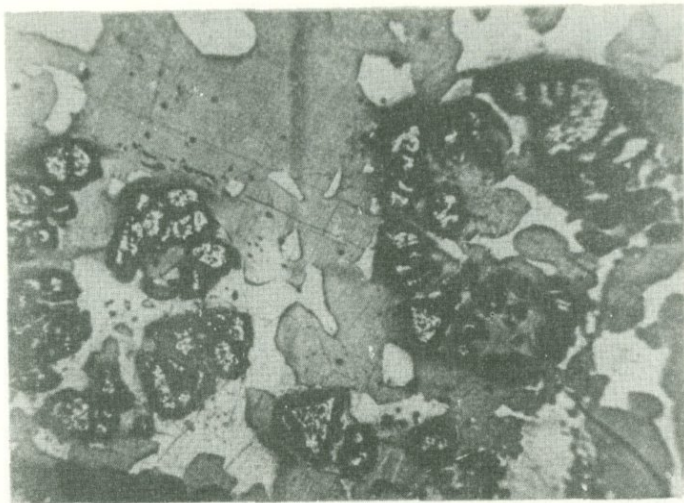


Рис. 43. Сферические стяжения пирита среди халькопирит (серое)–галенитовой (белое) массы. Полир. шлиф. x100.

Крупно- и мелкозернистые галениты по содержанию элементов-примесей отличаются друг от друга очень незначительно. В них спектрально устанавливаются: Ag 0,003–0,01%, Cu 0,3–1,0%, Zn 0,03–0,1%, Fe 0,1–0,3%, As ~ 0,03%, Sb 0,03–0,1%, Mo ~ 0,001%, Mn 0,003–0,01%, Cd ~ 0,03%. Из рассеянных элементов, по данным химических анализов, в галенитах присутствуют: Se и Te 0,001–0,003%, Ge 0,0003–0,0012%, Ga 0,0002%.

Перечисленные элементы в большинстве случаев связаны с микроскопическими включениями посторонних минералов.

На Шаумян-Халаджском месторождении галенит встречается в небольшом количестве, в виде крупнокристаллических агрегатов развит в верхних горизонтах месторождения. С глубиной количество галенита в рудах убывает.

Минерал наблюдается в ассоциации с халькопиритом, теннантитом, тетраэдритом и сфалеритом и образует ангедральные выделения преимущественно в полях цинковой обманки. Размеры отдельных выделений составляют от 0,5 до 1 мм в поперечнике; встречаются агрегаты и больших

размеров. Галенит наиболее тесно срастается со сфалеритом, в виде прожилков проникает в поля последнего; довольно часто наблюдаются структуры замещения сфалерита и халькопирита галенитом.

Пирит относится к распространенным минералам, образует мелкую вкрапленность во вмещающих породах, а также в виде кристаллических агрегатов и колломорфных выделений слагает значительные участки в рудных телах № 10 и 11 (Ахтала). В пределах месторождения (на горизонте штольни № 16 и др.) известны небольшие по размерам гнезда и скопления серноколчеданных руд без полиметаллов.

Зерна пирита почти всегда раздроблены, разъедены и замещены более поздними сульфидами. В таких случаях наблюдаются реликтовые, петельчатые и коррозионные структуры замещения агрегатов пирита халькопиритом, борнитом, сфалеритом и другими минералами. Иногда замещение пирита

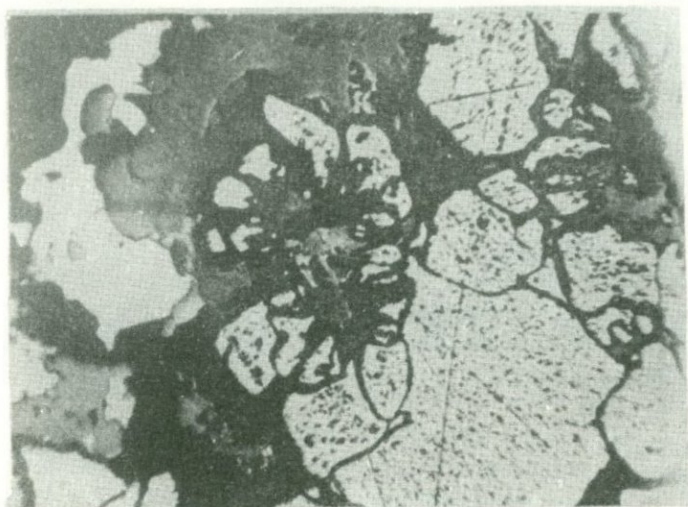


Рис. 44. Катаклазированный агрегат пирита, сцементированный сфалеритом (серое). Белое — галенит. Черное — нерудные минералы. Полвир. шлиф. $\times 100$.

сульфидами происходит от центра зерен к его периферии, что приводит к образованию скелетной структуры замещения.

Пирит наиболее ранней генерации, развитый в виде мел-



Рис. 45. Реликты колломорфного строения в перекристаллизованном пирите. Черное — мельниковит. Полир, шлиф, $\times 150$.

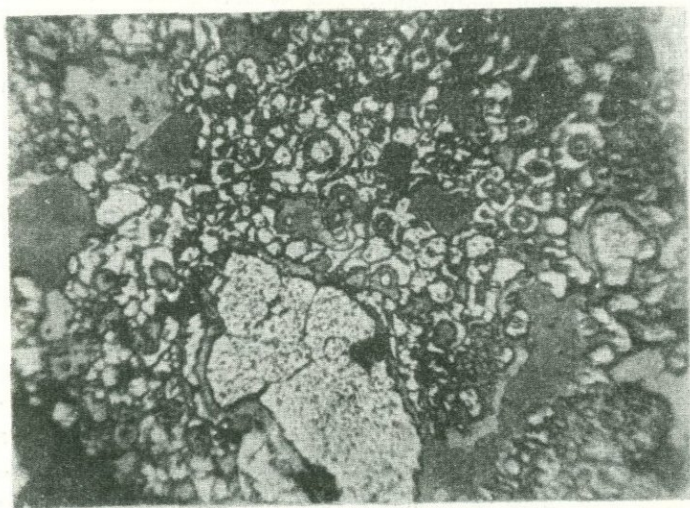


Рис. 46. Мелкие сферические стяжения пирита среди халькопирит (светло-серое)–сфалеритовой (серое) массы. Полир, шлиф, $\times 100$.

ких метакристаллов в нерудной массе, характеризуется незначительными содержаниями элементов-примесей: Cu 0,01–0,03%, Pb ~ 0,01%, Zn ~ 0,3%, Ag ~ 0,0003%, Ni и Co ~ 0,001%, Ba 0,03–0,1%

Пирит второй генерации наблюдается в виде хорошо образованных почек радиально-лучистого строения или в форме мелких сферолитов (линзы № 10 и 11). По времени образования колломорфный пирит является более ранним, чем остальные сульфиды; он часто замещен последними с образованием почек сложного строения. Наиболее интересны взаимоотношения колломорфного пирита с красным баритом, с которым последний образует структуры замещения.

Для колломорфного пирита характерны содержания: Cu ~ 0,3%, Pb 0,1–0,3%, Zn 0,1–0,3%, Ag 0,01–0,03%, As 0,1–0,3%, Sb и Ni 0,01–0,03%, Co ~ 0,003%, Ba 1–3%, Sr ~ 0,03%; по данным химических анализов, из рассеянных металлов присутствуют Se 0,0015% и Te 0,0012%.

Наряду с описанными, в рудах Ахтальского месторождения на сферической поверхности почек пирита и в пространстве между ними наблюдаются отдельные зерна кристаллического пирита. Совершенно очевидно, что кристаллический пирит представляет собой более позднюю генерацию по отношению к колломорфному и, по-видимому, его отложение также связано с серноколчеданной стадией минерализации, где он выпадает несколько позднее колломорфного пирита.

Соотношения между различными генерациями пирита позволяют полагать, что смена колломорфных выделений пирита кристаллическими агрегатами связана в значительной мере со степенью изменения концентрации компонентов в растворе.

Как отмечает А. Г. Бетехтин (1955), "коллоидные образования, представляющие собой коагуляты, почти всегда сопровождаются явнокристаллическими осадками, выделяющимися из тех же растворов, из которых выпадают и гели. Количественные соотношения между кристаллическими и тонкодисперсными выделениями могут быть различными. В случаях небольшого или ничтожного количества возникающей при реакциях дисперсной фазы могут образоваться кристаллозоли". По мнению А. Г. Бетехтина, коагуляты могут выпадать из раствора в разные моменты в процессе формиро-

вания руд, причем оптимальные условия для их образования в большинстве случаев, по-видимому, связаны с химическими реакциями, приводящими к возникновению труднорастворимых соединений и, таким образом, к резкому пересыщению растворов.

Кристаллический пирит поздней генерации обычно раздроблен и по трещинкам замешен и пересечен тонкими прожилками халькопирита с образованием петельчатой структуры.

Кристаллический пирит поздней генерации отличается от колломорфных выделений не только по своей морфологии, но также и по содержанию элементов-примесей. В позднем пирите отмечается несколько более повышенное содержание компонентов-примесей, в том числе и рассеянных элементов. Спектрально устанавливаются: $\text{Cu} < 1,0\%$, $\text{Pb} \sim 0,1\%$, $\text{Zn} \ 0,1-0,3\%$, $\text{Ag} \ 0,01-0,03\%$, $\text{As} \sim 1,0\%$, $\text{Ni} \ 0,001-0,003\%$, $\text{Ba} \sim 3,0\%$, $\text{Sr} \sim 0,03\%$. Химические анализы показывают содержание $\text{Se} \ 0,003-0,008\%$ и $\text{Te} \ 0,001-0,003\%$.

Пирит в том или ином количестве почти постоянно присутствует также в полиметаллических рудах Шаумян-Халаджа. Иногда встречаются участки, сложенные из мономинерального пирита (Халадж, шт. № 3, жила № 8).

Зерна пирита обычно корродированы и сцементированы кварцем. Вместе с тем, наблюдаются эвгедральные зерна и прожилки пирита, не затронутые процессами дробления и коррозии. Все это позволяет говорить о наличии в рудах пирита различных генераций.

В рудах Халаджского участка наблюдаются две генерации пирита: кристаллически-зернистые массы пирита со следами дробления и мелкая вкрапленность серного колчедана в секущих кварц-кальцитовых прожилках без следов дробления и замещения. Ранний пирит образует кристаллические агрегаты, размером отдельных зерен от $0,05-0,1$ до $1-2$ мм.

Халькопирит является одним из основных компонентов ахталских руд. Выделения халькопирита часто наблюдаются в сростании с ранним сфалеритом и колломорфным пиритом. В подчиненном количестве он встречается вместе с теннантитом и галенитом в полях сфалерита. Иногда кристаллические выделения халькопирита включают в себе микроскопические зерна самородного золота.

Судя по взаимоотношениям с другими сульфидами, халь-

копирит относится к двум различным генерациям. Халькопирит первой генерации наблюдается в ассоциации с минералами медно-цинковой стадии минерализации, в тесной смеси со сфалеритом и борнитом.

Халькопирит и сфалерит в данной ассоциации являются близко-одновременными образованиями.

В халькопирите спектрально устанавливаются: $Pb \sim 0,1\%$, $Ag \sim 0,01\%$, $Cd \sim 0,01\%$, $Ge \sim 0,0003\%$, $Ba \sim 0,3-1,0\%$, $Sr \sim 0,01-0,03\%$.

Халькопирит второй генерации имеет относительно ограниченное распространение. Наблюдается в тесных сростаниях с теннантитом и галенитом в полях сфалерита. В отличие от раннего, халькопирит второй генерации представлен мелкокристаллическими зернами. По времени выделения является более поздним, чем сфалерит и образует тонкие ветвящиеся прожилки.

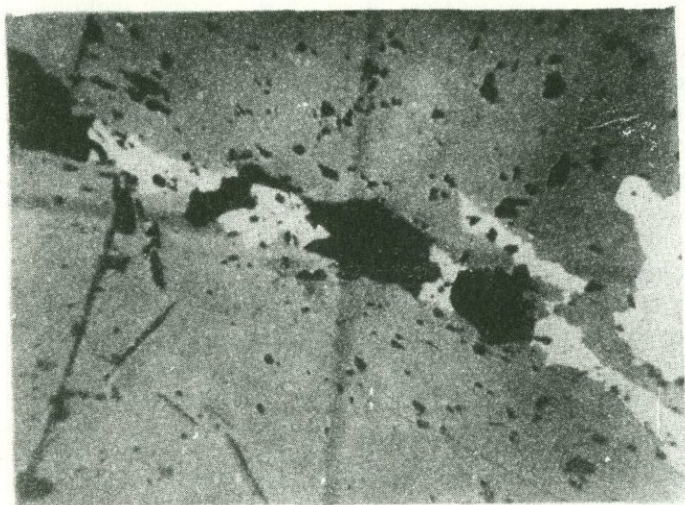


Рис. 47. Прожилки халькопирита (белое) в сфалерите (серое). Черное — барит. Полип. шлиф. $\times 100$.

Халькопирит второй генерации характеризуется присутствием в нем: $Pb \sim 1,0\%$, $Ag \sim 0,001-0,01\%$, $Sb \sim 0,003\%$, $Cd \sim 0,003-0,01\%$, $Ba \sim 0,1\%$.

В шаумян-халаджских рудах халькопирит встречается часто и в количественном отношении уступает только сфалериту. Минерал образует отдельные скопления или же небольшие выделения в полях сфалерита в тесном сростании с теннантитом, галенитом, пиритом и кварцем. Иногда мелкая вкрапленность халькопирита фиксируется в кварце.

Под микроскопом наблюдаются взаимопрорастания халькопирита с галенитом и сфалеритом. Границы между этими минералами неровные, зазубренные; нередко халькопиритовые прожилочки проникают в поля сфалерита. Иногда халькопиритовые агрегаты содержат в себе корродированные зерна раннего пирита, размером отдельных индивидов 0,3–0,5 мм



Рис. 48. Тесные сростания сфалерита (серое) с теннантитом (светло-серое) и галенитом (белое). Белое рельефное – пирит. Черное – пустоты. Полир. шлиф. $\times 115$.

Здесь так же, как на Ахтале, выделяются две генерации халькопирита, причем ранняя генерация находится в той же ассоциации, что и на Ахтале, а поздняя генерация образует мелкую вкрапленность в кварц-кальцитовых прожилках, секущих полиметаллические руды.

В халькопирите Шаумян-Халаджского месторождения, по данным спектральных анализов, содержатся: Sb, As, Te, Zn (0,03-0,1%); Cd, Sn (0,01-0,03%); Ag, Bi (0,003-0,01%); Ga, Ge, Au (0,001-0,003%). Следует отметить, что в отдельных пробах халькопирита из Шаумянского рудника отмечается сравнительно повышенное содержание Ag и Te.

Борнит в виде небольших скоплений устанавливается в ахталских рудах. Минерал образует тесные сростания с халькопиритом, местами проникает в зернистые агрегаты пирита. Иногда борнит содержит округлые зерна теннантита и мельчайшие выделения халькопирита.

Ранний борнит тесно ассоциирует с халькопиритом, отличается своим коричневато-розовым цветом и не содержит мельчайших включений германиевых минералов. Этот борнит часто занимает значительную площадь полированных шлифов и вместе с ранним халькопиритом образует решетчатые структуры замещения.

В полиметаллических рудах линзы № 10 скопления борнита в виде небольших гнезд встречаются на разных горизонтах. По данным спектрального анализа борнит содержит: Sb и Cd ~ 0,03%, Pb 0,03-0,1%, Zn и Ag 0,1-0,3%, As и Sr 0,3-1,0%, Ba 1-3% и Ge ~ 0,0001%.

Более поздний борнит обладает розовым цветом с оранжевым оттенком. Встречается он в тесных сростаниях с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, халькозином, иногда в виде обособленных участков. В рудах борнит второй генерации имеет подчиненное значение, его отношение к борниту первой генерации составляет примерно 1 : 3. Поздний борнит характеризуется повышенными содержаниями Ag (0,1-1,0 до 3%) и Ge (0,01-0,1%). Содержание других элементов колеблется примерно в тех же пределах, что и в раннем борните.

Теннантит и тетраэдрит в ахталских рудах встречаются в небольшом количестве и в тесном сростании с галенитом, сфалеритом и халькопиритом образуют единичные зерна величиной 0,05-0,1 мм.

В полях сфалерита наиболее часто встречаются мелкие выделения теннантита, которые образуют субграфические структуры. Реже мелкие зерна теннантита в сростании с выделениями самородного золота наблюдаются в полях халькопирита. На Халаджском участке теннантит в подчинен-

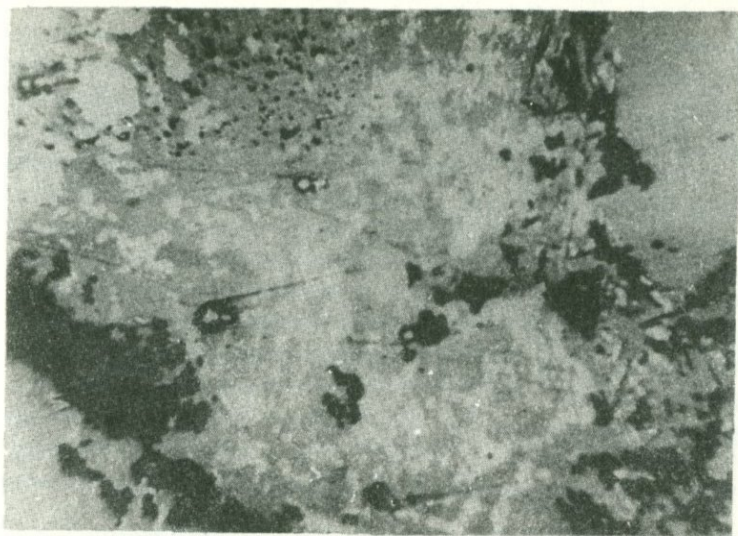


Рис. 49. Выделения теннантита (белое) среди сфалеритовой (серое) массы. Черное — нерудные минералы и пустоты. Полир. шлиф. $\times 100$.

ном количестве, в виде мелкой вкрапленности (0,01–0,1 мм) или ангедральных выделений, размером 0,5–1 мм в поперечнике, почти постоянно отмечается в рудах жил № 3, 9, 11 и др. Минерал образует тесные срастания с халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Прожилки, состоящие из теннантита и халькопирита, нередко пересекают агрегаты сфалерита.

Повышенные содержания мышьяка (от 0,5 до 1, 0%) спектрально устанавливаются в халаджском халькопирите и сфалерите, в которых теннантит иногда образует мелкую вкрапленность.

Тетраэдрит присутствует в весьма незначительном количестве. В рудах Ахтальского месторождения впервые установлен и описан И. Г. Магакьяном (1947). В полированных шлифах устанавливается в виде редких и мелких зерен, размером не более 0,01 мм. Находится в ассоциации с теннантитом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом. По времени выделения теннантит и тетраэдрит являются более ранними, чем галенит.

В рудах Шаумян-Халаджа тетраэдрит отмечается в ассоциации с сульфидами и теллуридами. Мелкие ангедральные выделения тетраэдрита размером до 0,3 мм в поперечнике заполняют промежутки между зернами ранее образовавшихся сульфидов и сульфосолей. В рудах халькопирит обычно замещен тетраэдритом, а последний, в свою очередь, пересекается прожилками галенита с теллуридами.

Халькозин в ахтальских рудах встречается редко в виде мелких образований неправильной формы в сростании с халькопиритом и борнитом. В полях борнита халькозин иногда ассоциирует с теннантитом. Ангедральные выделения халькозина в ряде случаев включают мельчайшие зерна серебросодержащих минералов или пластинки борнита. В последнем случае халькозин приобретает розоватый оттенок.

Алтаит. Единичные мелкие зерна минерала, размером до 0,5 мм в поперечнике в полированных шлифах из образ-

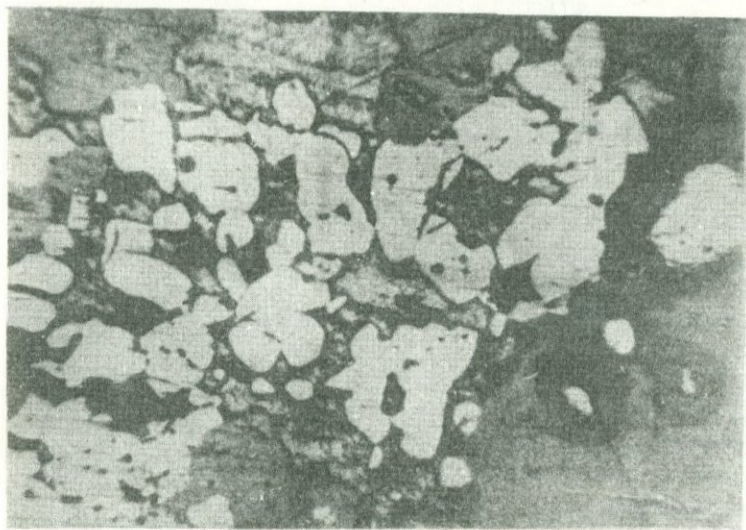


Рис. 50. Тесные сростания блеклой руды (белое) с халькозином (светло-серое) и борнитом (серое). Черное — нерудные минералы. Полир. шлиф. x 100.

цов руд Шаумянского участка отмечены Н. М. Прокопенко. Алтаит ассоциирует с галенитом, сфалеритом и другими сульфидами.

Сравнительно крупные скопления алтаита нами обнаружены в рудах Кафанского месторождения.

Теллуровисмутит, по данным Р. Н. Зарьяна (1962), на Шаумян-Халадже встречается в виде единичных зерен в полях пирита, халькопирита, галенита и образует выделения неправильной формы размером до 0,3 мм. Минерал сростается с гесситом и петцитом.

Минерал анизотропный. Двуотражение слабое, без цветового эффекта. Максимальные значения дисперсии отражательной способности минерала отмечаются в красной части спектра.

Спектрально в теллуровисмутите, кроме основных компонентов — Bi и Te — отмечается присутствие: Pb , Sb , Ag , Au от сотых до десятых долей процента и Fe , Cu , As от тысячных до сотых долей процента.

Рентгенометрическое исследование подтверждает принадлежность минерала к теллуровисмутиту.

Тетрадимит отмечается в рудах Шаумян-Халаджа; пользуется весьма ограниченным развитием и является наиболее редко встречающимся теллуридом висмута. Мельчайшие зерна тетрадимита в полях галенита и халькопирита впервые отметил Ф. А. Шутлив (1940).

В большинстве случаев минерал в ассоциации с другими теллуридами встречается в полях галенита, халькопирита, иногда в промежутках между зернами пирита. Минерал образует пластинчатые выделения размером до 0,1 мм.

Отражательная способность минерала визуально выше, чем у галенита и ниже, чем у теллуровисмутита. При скрещенных николях тетрадимит слабо анизотропен, без цветового эффекта. Двуотражение едва заметно в иммерсии.

Взаимоотношения минералов свидетельствуют о близком одновременном выделении тетрадимита и теллуридов.

Самородное золото. Пластинчатые выделения самородного золота в рудах Ахтальского месторождения, по границе полей сфалерита и галенита впервые описаны И. Г. Магакьяном (1947). В процессе изучения руд, самородное золото в виде трех мельчайших и ангедральных, удлиненных зерен, размером 0,01–0,03 мм нам удалось установить в полях халькопирита, причем одна из золотинок в тесном сростании с тенчантитом.

Присутствие золота в рудах месторождения отмечается

постоянно по данным спектральных и пробирных анализов. Среднее содержание его в полиметаллических рудах линз № 10 и 11 составляет несколько г/т.

В рудах Шаумянского участка самородное золото в виде единичных мелких выделений отмечается в отдельных полированных шлифах. Мелкие золотишки в полях халькопирита впервые были обнаружены В. Н. Котляром (1937). Минерал тесно срастается с сульфидами – халькопиритом, сфалеритом, сульфосолями – теннантитом, тетраэдритом. Самородное золото в петцит-гесситовых выделениях иногда отмечается в виде тонких, волосовидных прожилков.

В полях сульфидов выделения самородного золота имеют неправильные формы размером отдельных включений от 0,005 до 0,05 мм в поперечнике.

Самородное серебро и электрум в ахталских рудах встречаются в ассоциации с борнитом и теннантитом. Тонкодисперсные частицы самородного серебра размером 0,01–0,02 мм обычно располагаются в полях, а мелкие выделения электрума (величиной до 0,5 мм) в трещинах или стыках сульфидов. Минералами-носителями самородного серебра и электрума обычно являются борнит и теннантит, реже халькопирит, галенит и серебросодержащие минералы.

Эти два минерала образуют округлые, пластинчатые и часто ангедральные выделения в полях сульфосолей и сульфидов.

Оптические исследования и данные диагностического травления полностью подкрепляют отнесение этих минеральных видов к самородному серебру и электруму.

В полированных шлифах наблюдаются выделения электрума, иногда в краевых частях постепенно переходящие в самородное серебро. В соответствии с этим фиксируется изменение оптических и физических свойств зерен от центра к периферии. В частности, происходит увеличение отражательной способности, уменьшение микротвердости и изменение цвета от светло-желтого к кремово-белому.

Приуроченностью самородного серебра и электрума к выделениям борнита второй генерации обусловлено повышенное содержание Ag и Au в последнем. В мономинеральном борните, по имеющимся данным (Пароникян, 1962), содержание этих двух металлов соответственно походит до 25,295 г/т и 836,0 г/т.

Аргентит И. Г. Магакьяна (1947) установлен в борнитовых рудах месторождения в виде включений неправильной формы, размером 0,01–0,05, редко до 0,1–0,2 мм. Наиболее часто аргентит ассоциирует с борнитом и галенитом, реже с халькопиритом. Нередко, в результате замещения галенита аргентитом, образуются графические структуры. Иногда аргентит встречается в сростках с халькопиритом или замещает поля и выделения теннантита. Количество аргентита в некоторых шлифах достигает 3%.

По данным В. О. Пароникяна (1963), подробно изучившего минералогию серебра, минерал должен быть отнесен к акантиту – низкотемпературной ромбической модификации, образующейся при температурах ниже 179°.

В полиметаллических рудах Шамлутского участка включения аргентита отмечались в полях галенита, реже сфалерита. О наличии в рудах, наряду с теллуридами, сернистых соединений серебра свидетельствует повышенное содержание Ag в некоторых пробах полиметаллов.

За последние годы, в результате детальных минералогических и геохимических исследований, в рудах Ахтальского месторождения установлен и описан целый ряд редких, в основном, германий- и серебросодержащих минералов, диагностические данные которых приводятся в ряде опубликованных статей.

Реньерит в полиметаллических рудах впервые установлен и описан А. А. Коджояном и нами (1960).

Реньерит в полированных шлифах встречается в виде отдельных редких и мелких выделений. По времени образования относится к поздним образованиям и наблюдается в парагенетической ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, блеклыми рудами, галенитом, халькозином и борнитом.

Форма выделений реньерита в основном округлая, иногда овальная. Величина зерен колеблется в пределах 0,015–0,05, иногда доходит до 0,1 мм. Зерна реньерита приурочены главным образом к полям позднего борнита, но встречаются также в полях теннантита и галенита, реже – сфалерита и халькозина.

Минерал обладает желто-оранжевым цветом; по сравнению с халькопиритом он темнее, но хорошо отличается от борнита по своей густо-оранжевой окраске. В желтом свете

реньерит отчетливо светлее, чем борнит и теннантит и темнее, чем халькопирит. Отражательная способность минерала составляет примерно 31–32%.

Измерения отражательной способности реньерита, произведенные А. И. Карапетяном на приборе ОКФ-1 (эталоном служил борнит), показали следующие результаты.

Таблица 16

λ ммк	443	465	493	525	557	590	617	650	671	704
воздух	18	19,1	21	24	29,6	32,0	32,0	33,8	33,5	33,1
иммерсия	6,5	7,8	9,6	11,8	16,1	18,2	20,3	21,7	21,3	20,9

Из таблицы видно значительное повышение R минерала в желто-оранжевой части спектра, что подтверждает данные визуального наблюдения об оранжево-желтом цвете реньерита.

Анизотропность отдельных зерен минерала слабая; эффект анизотропности становится заметным при наличии нескольких, разноориентированных зерен. Цветной эффект отсутствует. Внутренние рефлексы не заметны даже при наблюдении с иммерсией. Микротвердость минерала, по данным А. И. Карапетяна, составляет 182 кг/мм^2 , что соответствует 4 по шкале Мооса.

Рентгеновский анализ реньерита, произведенный в лаборатории ИГН АН Армянской ССР мл. научным сотрудником С. В. Геворкян, приводится в статье А. А. Коджояна (1962). Режим съемки: медный антикатод с Ni - фильтром, диаметр камеры – 57,3 мм, экспозиция 8 ч. Материал для анализа подготовлен методом шарика из резинового клея.

В табл. 17 для сравнения полученных данных приведены значения межплоскостных расстояний реньерита из месторождений Принц Леопольд (Конго) и Тсумеб (Юго-Западная Африка).

Некоторые расхождения между значениями межплоскостных расстояний и интенсивностью линий реньерита из различных месторождений А. А. Коджоян объясняет различными условиями экспозиции.

Германит в рудах Ахтальского месторождения описан А. И. Карапетяном (1961), минерал образует округлые вы-

Таблица 17

Интенсивности линий и межплоскостные
расстояния реньерита

Ахтала		Принц Леопольд (Конго)		Тсумеб (Ю-З Африка)	
J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$
10 4	3,07 2,96	Очень сильная	3,07	0,5	11,72
				0,5	10,25
				0,5	8,96
				1	7,50
				0,5	6,05
				0,5	5,30
				0,5	4,80
				2	4,31
				0,5	3,75
				0,5	3,55
				1	3,34
				10	3,06
				0,5	2,96
				1	2,82
8 3 6	1,88 1,817 1,605	Слабая	2,66	3	2,65
				0,5	2,56
				0,5	2,50
				0,5	2,386
				0,5	2,255
				0,5	2,163
				0,5	2,13
				0,5	2,075
				0,5	2,03
				8	1,87
				0,5	1,858
				0,5	1,816
				0,5	1,722
				6	1,595
2 3 3	1,215 1,081	Сильная	1,59	0,5	1,56
				1	1,529
				0,5	1,497
				0,5	1,473
				0,5	1,444
				0,5	1,435
				0,5	1,395
				1	1,325
				1	1,317
				2	1,214
				3	1,194
				0,5	1,194
				2	1,083
				1	1,080
3	1,081	Очень сильная	1,53	1	1,022
				1	1,020
				0,5	1,016
				0,5	0,9395
				0,5	0,9360
				0,90	0,8958
				0,88	
				0,84	
				0,81	

деления размером в тысячные, реже сотые доли миллиметра в полях борнита, теннантита, халькозина и штромейерита. Часто встречается в тесных сростаниях с реньеритом, слагая центральную часть отдельных выделений последнего.

В отраженном свете минерал темнее реньерита, но заметно светлее теннантита. По цвету близок к реньериту, но в отличие от последнего германит лишен оранжевого оттенка.

По литературным данным (Памдор, 1955; Schneiderhöhn und Ramdohr, 1931; Thomson, 1924 и др.), для германита характерна неоднородность цвета от темно-розового до розовато-серого с фиолетовым оттенком.

Дальнейшее изучение оптических особенностей тсумебского германита, проведенное И. С. Воыньским и Л. А. Логиновой (1961), показало, что в этих скоплениях присутствуют три разновидности германита — розовая, бесцветная и желтая. Эти разновидности, отличающиеся друг от друга по характеру дисперсности отражательной способности, образуют единые зональные зерна и дисперсные смеси в рудах. Германит и его разновидности из Тсумеба неоднородны не только по оптическим свойствам, но и по химическому составу. По данным химических анализов, приводимых в литературе (Склер и Гейер, 1957), содержание германия в тсумебском германите колеблется в пределах от 6 до 10%.

Учитывая вышеизложенное, можно полагать, что в данном случае рассматриваемый минерал является разновидностью германита. Как отмечает А. И. Карапетян, такое предположение подкрепляется нахождением германита в совместных зональных образованиях с реньеритом, изотропностью, твердостью и относительным рельефом минерала.

Для минералогии Ахталы некоторый интерес представляют обнаруженные за последние годы минералы серебра (штромейерит, ялпаит, стефанит, полибазит-пирсеит?, самородное серебро и электрум) и никеля (миллерит), краткое описание которых приводится ниже.

Штромейерит в рудах месторождения описан А. И. Карапетяном (1961) и В. О. Пароникяном (1962). По их данным, штромейерит встречается в виде мелких ангедральных выделений, размером 0,1–0,3 мм в полях борнита, халькопирита, теннантита, сфалерита и галенита; иногда в полях перечисленных минералов образует тонкие секущие про-

Химические анализы штрмейеритов (по В.О. Пароникяну)

Название месторождения	С о д е р ж а н и е к о м п о н е н т о в в %									
	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	As	Sb	S	н. о.	сумма
Ахтальское (Армения)	50,38	31,62	0,27	-	-	0,18	0,66	16,25	0,21	99,57
Змеиногорское (Алтай- ский край)	51,72	32,23	0,21	-	-	-	-	15,58	0,06	99,80
Йеллоу-Пайн (Колорадо, США)	48,64	30,64	0,20	3,28	1,53	-	-	16,23	-	100,52
Бернардино (Калифор- ния, США)	53,96	28,58	0,26	-	-	-	-	15,51	1,55	99,86
Теоретический состав	53,06	31,19	-	-	-	-	-	15,76	-	100,0

жилки мощностью 1-1,5 мм. Часто находится в мелких и тесных сростаниях с другими минералами серебра.

Штромейерит гипогенного происхождения; судя по взаимоотношениям с другими минералами, образуется после сфалерита, борнита, теннантита и галенита. Характерны структуры замещения минералов меди - халькозина, борнита, отчасти халькопирита штромейеритом.

В отраженном свете минерал светло-серый с фиолетовым оттенком, отражательная способность по произведенным замерам составляет для желтых лучей 26,6-27,4%. Относительный рельеф ниже, чем у борнита и галенита.

По своему химическому составу минерал близок к штромейеритам месторождений Змеиногорск, Йелоу-Пайн и Бернардино (Пароникян, 1962).

Выполненные рентгенометрические исследования минерала (Карапетян, 1961; Пароникян, 1962) и сравнение полученных данных с штромейеритом из других месторождений показывают их близость и подкрепляют точность диагностики ахталского штромейерита.

Спектрально в штромейерите отмечается присутствие ряда редких и рассеянных элементов: Mo 0,001-0,003%, Cd ~ 0,003%, Ge ~ 0,0001%, Ga и Yt ~ 0,001%, Sr ~ 0,3% и Hg ~ 0,001%.

Таблица 19
Межплоскостные расстояния штромейерита
(по В. О. Пароникяну)

№	Обр. 722 б		Обр. 1/700 а		Эталон	
	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$
1	2	3	4	5	6	7
...						
1	1	3,443	3	3,48	7	3,46
2	4	2,317	7	3,34	8	3,33
3	4	3,056	4	3,06	6	3,07
4	10	2,62	10	2,61	10	2,61
5	2	2,547	1	2,55	6	2,55
6	1	2,086	2	2,08	2	2,10
7	4	2,041	4	2,04	2	2,07
8	4	2,002	3	1,998	7	1,99
9	1	1,930	-	-	-	-
10	8	1,889	4	1,888	6	1,89

1	2	3	4	5	6	7
11	8	1,746	4	1,736	4	1,73
12	1	1,584	1	1,572	2	1,58
13	1	1,455	1	1,451	2	1,45
14	7	1,423	3	1,423	2	1,42
15	1	1,309	1	1,308		
16	5	1,260	3	1,260		
17	5	1,237	2	1,245		
18	-	-	2	1,232		
19	3	1,131	1	1,143		
20	3	1,108	2	1,108		
21	3	1,096	1	0,872		
22	-	-	1	0,858		

Обр. 7226 рентгенограмма снята из порошка. Условия съемки: Cu - излучение с Ni фильтром; T-5 ч.; камера d - 57,3; d столбика - 0,5 мм. Режим трубки - 30 kV 18 mA

Обр. 1/700a рентгенограмма получена из шарика. Условия съемки: Fe - излучение; T - 3 ч; камера d - 57,3; d шарика - 0,4 мм. Режим трубки 35 kV 16 mA

Кроме штрмейерита, в ахталских рудах В. О. Пароникяном (1962) впервые установлены и описаны такие серебро-содержащие минералы, как ялпаит, стефанит и полибазит-пирсеит (?). Эти минералы образуют редкие и мелкие выделения в полях штрмейерита, блеклой руды и самородного серебра.

Миллерит, по данным В. О. Пароникяна, в виде единичных зерен устанавливается в полях ахталского халькопирита. Образует изометрические и пластинчатые выделения размером от 0,01 до 0,08 мм. Минерал заметно двуотражает; сильно анизотропный с цветным эффектом от коричневатого-серого до желтовато-серого. В отраженном свете минерал кремово-белый. Отражательная способность в среднем составляет 50%.

Спектрально наличие никеля отмечается в рудах (~0,001%); его содержание несколько повышается в халькопиритовых (~0,003%) и пиритовых (0,01-0,03%) рудах.

Пирротин. О наличии этого минерала в полиметаллических рудах в виде мелких включений в тесном сростании с халькопиритом упоминается в работе В. Н. Котляра и А. Л. Додина (1936).

Среди жильных минералов наиболее распространены барит и кварц в ахталских рудах и кварц и кальцит на Шаумян-Халаджском месторождении. Все другие жильные минералы — хлорит, серицит, флюорит, эпидот, алунит и др. имеют примерно одинаковое развитие в рудах обоих полиметаллических месторождений.

На описании жильных минералов Шаумян-Халаджа здесь подробно останавливаться не будем, ибо они уже рассмотрены при изложении минерального состава руд Кафанского месторождения. Отметим, что наряду с кварцем среди жильных минералов в полиметаллических рудах значительным развитием пользуется также кальцит, который слагает жилы и прожилки вместе с рудными минералами — сфалеритом, халькопиритом, галенитом и др. Иногда кристаллические агрегаты позднего кальцита локально встречаются в пустотах рудных жил, где они нарастают на раннюю генерацию карбоната кальция.

В полиметаллических рудах одним из поздних жильных минералов является светло-зеленый флюорит, который встречается в подчиненном количестве в виде локальных скоплений в средних частях кварцевых прожилков. Флюорит по времени выделения близок к кальциту.

Несколько подробнее остановимся на характеристике жильных минералов, развитых в различных типах руд Ахталского месторождения.

Барит на месторождении пользуется значительным развитием, в виде довольно выдержанного по простиранию и падению слоя мощностью 1–3 м и залегает в контакте вмещающих пород с покрывающими андезитовыми порфиритами, непосредственно над полиметаллическими рудами. Барит является составной частью полиметаллических линз и представлен таблитчатыми кристаллами размером 0,1–1,0 мм, образующими как самостоятельные значительные скопления, так и тесные сростания с сульфидными минералами.

Судя по взаимоотношениям с сульфидными минералами, барит выделяется позже них, в одну из последних — барито-

вую стадию минерализации. Полиметаллические руды обычно пересечены баритовыми прожилками, а последние, в свою очередь, — прожилками карбоната. Сульфиды разрезаны и замещены баритом, последний довольно часто содержит в себе разрезанные обломки пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Особенно тесны взаимоотношения агрегатов пирита с баритом, что дает основание некоторым исследователям считать барит более ранним образованием, чем полиметаллические руды. Однако наблюдения в выработках и изучение фактического материала показывают, что барит выделился после полиметаллов в явно окислительной обстановке.

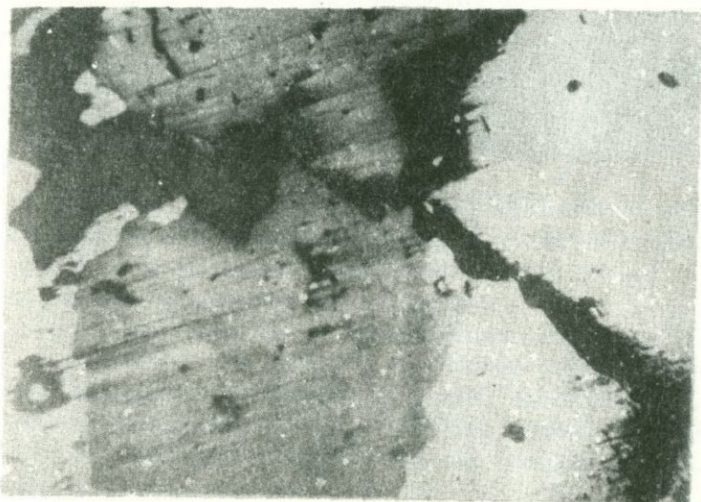


Рис. 51. Прожилочек красного барита (черное) в халькопирит (белое) — сфалеритовом (серое) агрегате. Полир. шлиф. $\times 100$.

По окраске различают красный и серый барит. Красный барит широко распространен висячем боку рудных тел в непосредственном контакте с глиной трения, развитой под покровными андезитовыми порфиритами. Окраска его обусловлена присутствием в нем и в породах кровли дисперсной вкрапленности окислов и гидроокислов железа. Наличие пигментирующего вещества в красном барите довольно отчетливо устанавливается под микроскопом.

По мере удаления от контакта красный барит постепенно через розово-серые разности переходит в серый барит. Таким образом, в зависимости от условий среды на Ахтальском месторождении можно наблюдать различные по окраске бариты, представленные железистыми, маложелезистыми или почти безжелезистыми разностями. Сказанное подтверждается данными спектральных и химических анализов.

В сером барите спектрально установлены: Fe 0,01–0,03 до 0,1%, Mn, Cu, Pb, Zn 0,01–0,03%, Ag 0,001–0,003%; в красном барите содержание Fe составляет 3–6%, а остальные элементы присутствуют в тех же количествах, что и в сером барите.

По данным химических анализов, содержание Fe в сером барите колеблется от 0,70 до 1,75%, а в красном барите – от 2,52 до 6,65%. В обеих разновидностях барита содержание Cu, Pb, Zn примерно одинаковое и колеблется для Cu от следов до 0,01%, для Pb от 0,01 до 0,05% и для Zn от 0,02 до 0,1%.

Судя по этим данным, окраска барита находится в полной зависимости от содержания железа в нем и с повышением последнего барит приобретает темно-красные тона.

Кварц так же, как барит, на месторождении пользуется значительным распространением и проявляется в тесной ассоциации с различными типами руд.

Кварц наиболее ранней генерации, представленный мелкозернистыми сплошными агрегатами, проявляется в предрудном этапе и широко распространен в гидротермально измененных породах.

Кварц другой генерации в виде ксеноморфных выделений заполняет промежутки между зернами рудных минералов: халькопирита, пирита, сфалерита и галенита. Наряду с ксеноморфным, в прозрачных и полированных шлифах наблюдаются идиоморфные, хорошо ограненные зерна кварца размером 0,5–1 мм. Идиоморфные выделения кварца находятся в тесной ассоциации с сульфидами и выделяются отчетливо позднее ксеноморфного кварца. Кварц характеризуется молочно-белым цветом. В отличие от основной массы прозрачного или молочно-белого кварца, на отдельных участках (штольня № 3 и др.) встречаются небольшие скопления халцедоновидного кварца, окрашенного в красный цвет. Прожил-



Рис. 52. Раздробленный агрегат пирита (белое), цементированный сетью прожилков кварца (черное). Полир. шлиф. $\times 100$.

ки и пропластки скрытокристаллической разности кварца нередко содержат мелкие вкрапленники и выделения марказита.

Плотные халцедоновидные агрегаты цементируют все рудные минералы и выделения кварца ранних генераций и, судя по этим взаимоотношениям, образуются в конце рудного этапа.

Серицит встречается во вторичных кварцитах совместно с редко встречающимися дикситом, пирофиллитом и алунитом (?). Минерал также входит в состав околорудных измененных пород, образовавшихся в рудную стадию метасоматоза и тесно ассоциирует с кварцем и хлоритом. Мелкие чешуйки серицита наиболее поздней генерации связаны с различными типами руд, но обычно развиваются в зонах дробления в сфалерите и халькопирите или в контактах зерен этих двух минералов. Вместе с тем, наибольшее количество серицита иногда отмечается в трещинках спайности галенита, который, в свою очередь, выделился в зонах дробления сфалерита и халькопирита.

Из других жильных минералов во вмещающих измененных

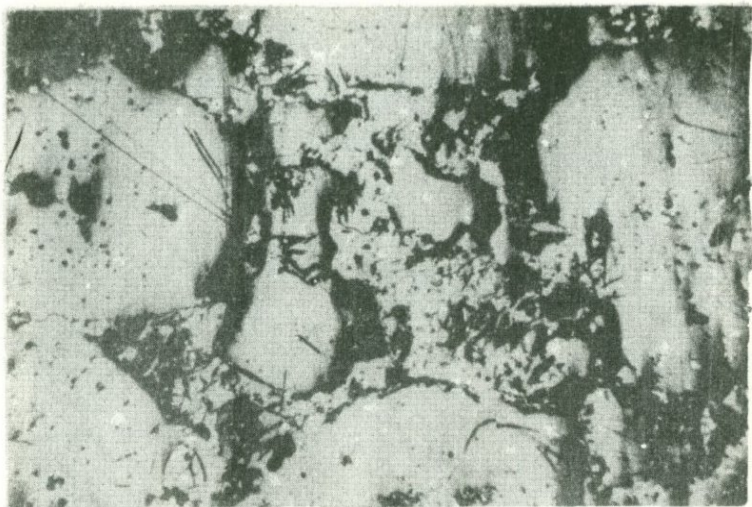


Рис. 53. Замещение сфалерита (серое) халькопиритом (белое). Эпигенетические выделения серицита (мелкие чешуйки) по зонам растворения в сфалерите. Полир. шлиф. х60.

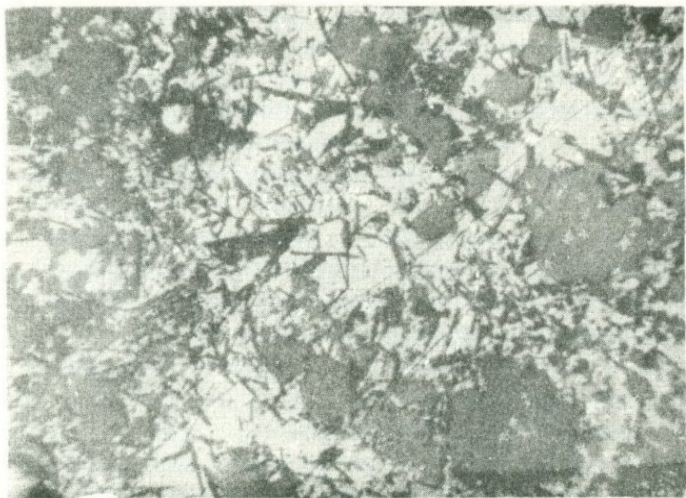


Рис. 54. Дробление и замещение сфалерита (серое) галенитом (белое). Выделения чешуек серицита (черное) в полях галенита. Полир. шлиф. х100.

породах и рудах наиболее часто встречаются эпидот, хлорит, кальцит, гипс, реже анкерит, доломит, сидерит, еще реже диксит, пирофиллит, цеолиты, флюорит и другие минералы.

Флюорит в барито-полиметаллических рудах Ахталъского месторождения описан П. М. Чернышовым (1962).

Минерал характеризуется фиолетовой окраской и встречается в виде небольших скоплений среди полиметаллических руд и залежей барита. Устанавливается в различных частях рудной линзы № 11 и в отвалах штольни № 9.

В тесной ассоциации с баритом флюорит образует кубические кристаллы, размером от 0,5 до 5 мм. Зерна флюорита в краевых частях нередко корродированы серым баритом, в результате минерал приобретает бледно-фиолетовую окраску. Изредка флюорит содержит мелкую вкрапленность сульфидов и включения барита.

Флюорит характеризуется содержанием ряда элементов-примесей.

Таблица 20

Результаты спектральных анализов ахталъского флюорита

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Ca	> 10	Mn, Cu, Na, Sr	0,01-0,03
F	> 1	Cd, Ti, Yt	0,003-0,01
Ba	1-3	Cr (?), Pb, La	0,001-0,003
Si, Al, Zn	0,3-1	Ag, Ga	0,0003-0,001
Mg, Fe	0,1-0,3		

Анализ выполнен в спектральной лаборатории ИГН АН Армянской ССР М. Я. Мартиросяном и Г. М. Мкртчяном.

Часть этих элементов (Fe, Cu, Zn, Pb и др.) находится во флюорите в виде механической примеси, что подтверждается наличием в нем мелкой вкрапленности сульфидов.

По данным Н. М. Чернышова, ахталъский флюорит отличается от стандартного образца несколько пониженными содержаниями основных компонентов (Ca и F) и повышенным содержанием BaO. Это обстоятельство в некоторой степени сказывается на увеличении удельного веса флюорита.

Эксперименты, проведенные по изучению изменения окрас-

Таблица 21

Химические анализы флюоритов
(по Н. М. Чернышову)

№ образца	С о д е р ж а н и е в %							Сумма
	Са	F	BaO	SiO ₂	MgO	Fe	ппп	
ош-9	51,16	48,24	0,83	0,05	0,02	0,06	0,10	100,46
1	51,33	48,67	-	-	-	-	-	100,0
2	51,24	48,29	-	0,05	0,03	сл	0,22	99,83

ош-9 - фиолетовый флюорит Ахтальского месторождения
 1 - стандартный флюорит
 2 - флюорит из Италии по Дж. Д. Дэна и др.

ки и других физических и оптических свойств минерала при нагревании, установили, что фиолетовый флюорит полностью обесцвечивается при температуре 384°. Термофлюоресценция при нагревании ярким синевато-зеленым цветом наступает в виде вспышки при температуре 183°.

Учитывая результаты экспериментов и ссылаясь на литературные источники, Н. М. Чернышов приходит к выводу о том, что температура кристаллизации барита, выделившегося несколько позже флюорита, не могла превышать 384°.

С другой стороны, наличие флюорита в рудах Ахтальского месторождения, согласно представлениям А. Г. Батехтина (1955), свидетельствует о возможном переносе тяжелых металлов в гидротермальных растворах в форме легко растворимых соединений - фторидов, хлоридов.

Процессы вторичного сульфидного обогащения и окисления на колчеданных месторождениях имеют весьма подчиненное значение. Небольшие скопления вторичных сульфидов фиксируются лишь в редких случаях. Вообще супергенные минералы спорадически отмечаются преимущественно на верхних горизонтах месторождений, образуя в гидротермально измененных породах примазки, корочки и землистые скопления.

Минералы зоны вторичного сульфидного обогащения представлены халькозином, ковеллином и борнитом, которые ча-

ше всего встречаются на медноколчеданных месторождениях. К минералам зоны окисления относятся различные окислы, гидроокислы, карбонаты и др. Среди них встречаются зем-листые массы гидроокислов железа, небольшие скопления охристо-желтого ярозита, корки и примазки малахита, азу-рита, а также куприта, иногда с самородной медью, мелкие пластинчатые выделения небесно-голубого халькантита, ко-рочки ярко-зеленой хризоколлы, небольшие рыхлые скопления самородной серы и др.

Перечисленные супергенные минералы характерны почти для всех колчеданных месторождений, однако некоторые из минеральных видов отмечаются лишь в определенных типах руд. Так, англезит и церуссит наблюдаются в полиметалли-ческих рудах, дангемит-теллури-т свинца, представляющий собой продукт окисления алтаита, установлен и описан толь-ко на Кафанском месторождении (Р. Н. Зарьян, 1962).

Текстурно-структурные особенности колчеданных руд

Колчеданные руды по минеральному составу подразделя-ются на следующие основные типы: серно-медноколчеданный, серноколчеданный и полиметаллический. Перечисленные типы руд в том или ином количественном соотношении присутст-вуют почти во всех колчеданных месторождениях Армянской ССР. В то же время среди выделенных типов наибольший промышленный интерес представляют серно-медноколчедан-ные руды, которые разрабатываются на Шамлугском и Ка-фанском месторождениях.

По текстурным особенностям и степени метасоматическо-го замещения вмещающих пород рудоносными растворами в отмеченных типах выделяются: массивные, брекчиевидные, прожилковые и вкрапленные руды. При этом различные тек-стуры руд тесно взаимосвязаны между собой постепенными переходами. Кроме выделенных, иногда отмечаются брекчие-вая, пятнистая, полосчатая, колломорфная текстуры руд.

Массивная текстура руды характерна для всех трех типов оруденения и особенно широко представлена в серно-медноколчеданных рудах.

Массивные серно-медноколчеданные руды состоят в основном из пирита и халькопирита с небольшой примесью

кварца. На Шамлуге они слагают более или менее обособленные участки преимущественно в верхних частях рудных тел. Нередко наблюдаются постепенные переходы массивны руд в брекчиевидные или же во вкрапленные руды. Массивные текстуры особенно характерны для жильных тел, ныне разрабатываемых на месторождении.

На Кафанском месторождении среди текстур наиболее широко развитыми являются массивная и колломорфная, которые характеризуются сплошным заполнением трещин отрыва плотной халькопиритовой или пирит-халькопиритовой массой с небольшой примесью жильного кварца.

В ряде случаев массивная текстура постепенно переходит в полосчатую, которая обуславливается продольным полосчатым чередованием сплошных сульфидных руд и кварцевых участков. В этой текстуре можно различить симметричную и асимметричную полосчатость. Симметричная полосчатость обуславливается развитием оторочек кварца по обоим зальбандам жилы. В некоторых случаях кварцевая оторочка развивается только по одному зальбанду и создается впечатление асимметричной полосчатости.

Наряду с отмеченными, в рудах иногда встречается также пятнистая текстура, которая характеризуется наличием в массивной руде пятнистых участков, сложенных кварцем, иногда скоплениями халькопирита в пиритовой или же пирита в халькопиритовой массе. Эта текстура особенно хорошо фиксируется в полированных штуфах, где в сплошной серноколчеданной или медноколчеданной рудной массе заметны сцементированные скопления соответственно халькопирита и пирита.

Главные компоненты массивных серно-медноколчеданных руд — пирит и халькопирит — встречаются примерно в равных количественных соотношениях, иногда с некоторым преобладанием халькопирита. Кроме них, в рудах в виде примеси отмечается присутствие сфалерита, теннантита, а из нерудных — кварца, серицита, хлорита и карбонатов.

Массивные руды характеризуются повышенными содержаниями меди.

По данным химических анализов, богатая серно-медноколчеданная руда с-37 горизонта Ленрудников (Алавердское месторождение) имела следующий состав: Cu 4,61%,

Zn 1,22%, Fe 28,39%, S 32,06%, SiO₂ 26,76% и Al₂O₃ 6,73%.

Интересно отметить, что до консервации рудника в шахте № 3 разрабатывались жильообразные рудные тела с содержанием: Cu 11,07%, Pb 0,33%, Zn 0,70%, Fe 34,06%, S 28,08%, SiO₂ 11,40%, CaO 2,11%, Al₂O₃ 0,80%.

На Кафанском месторождении массивные руды слагают жилы и содержат Cu 3,5–6,0% (в среднем 2,5%).

Массивная текстура отмечается также в серноколчеданных и полиметаллических рудах.

Массивные серноколчеданные руды на Тандзутском и Чибухлинском месторождениях сложены мелкозернистым пиритом с незначительной примесью других сульфидов, причем выделения серного колчедана иногда образуют колломорфные скопления.

Среди массивных полиметаллических руд выделяются: тонкозернистая, плотная разность, состоящая из тонкой смеси главных рудослагающих сульфидов, и крупнокристаллические руды, сложенные кристаллическими агрегатами сфалерита, халькопирита и борнита.

Подтип мелкозернистых массивных руд на Ахтале развит сравнительно широко и представляет собой главный промышленный интерес. По данным химических анализов, в этих рудах в тысячных долях процента отмечается присутствие Se, Te, Ge и Ga.

В массивных мелкозернистых рудах в ряде случаев отмечаются колломорфные микротекстуры, четко наблюдаемые под микроскопом. Наиболее характерна подобная микротекстура для серноколчеданных руд, в которых концентрические зоны пирита нередко чередуются с аналогичными выделениями сфалерита, халькопирита, галенита и барита. Смена одних зон другими происходит неравномерно.

А. Г. Казарян (1961), специально изучивший строение пиритовых почек, включающих в себя концентрические зоны сфалерит-халькопирит-галенит-баритового состава, считает их образование результатом последовательного диффундирования медь-, цинк-, свинец- и барийсодержащих растворов по стыкам концентрических зон пирита.

Рассматривать такие концентрически-зональные образования сфалерита, халькопирита, барита, как результат одно-

временного отложения их с пиритом, не приходится. Колломорфным строением в данном случае обладали руды ранней – серноколчеданной стадии минерализации, которые под воздействием последующих порций растворов замещались сфалеритом, халькопиритом, баритом и др.

От периферии пиритовых почек к их центру во многих случаях отмечаются поперечные микротрещинки, по которым, по-видимому, происходило проникновение вещества и в последующем замещение одного минерала другим. Такая микротекстура особенно отчетливо наблюдается при замещении колломорфного пирита красным баритом. Последний по тонким трещинкам проникает в пирит и образует своеобразные почки замещения, сложенные из чередующихся зон пирита и барита.

Наряду с этим, в полиметаллических рудах под микроскопом изредка наблюдаются колломорфные выделения сфалерита, образование которых объяснять процессами замещения не представляется возможным. По-видимому, в результате резкого пересыщения растворов эти выделения сфалерита (коагуляты) в процессе формирования руд выпадали из коллоидных растворов позднее, чем колломорфный пирит.

Крупнокристаллические руды имеют сравнительно небольшое распространение и отличаются гипидиоморфнозернистой структурой. Путем травления в них отчетливо выявляются двойниковое строение сфалерита и крупнозернистая структура халькопирита.

Массивная текстура руд характерна и для жильного оруденения Шаумян-Халаджского полиметаллического месторождения. Некоторые участки в жилах № 3, 9 и 11 (Халаджский участок) заполнены почти одними сульфидами с незначительной примесью кварца и кальцита. Наряду с массивными нередко наблюдаются полосчатые текстуры, выраженные в полосчатом строении отдельных участков жил, зальбанды которых обычно сложены сульфидами, а центральная часть – жильными минералами. Иногда полосчатость образуется в результате чередования сфалеритовых и кварцевых полос. В иных случаях полосчатая текстура обусловлена выполнением серии параллельных трещин кальцитовыми и сульфидными прожилками.

Массивные полиметаллические и медно-цинковые руды известны на Шамлугском и Алавердском месторождениях,

где они образуют самостоятельные линзообразные и штокообразные тела преимущественно в верхних горизонтах.

Так, например, на Шамлугском месторождении массивные полиметаллические руды в виде гнезд или обособленных скоплений располагаются среди брекчиевидных и вкрапленных руд в большинстве случаев ближе к висячему боку вмещающих пород.

Макроскопически массивные руды представляют собой темно-серую плотную массу, сложенную мелкозернистым сфалеритом. В основной массе сфалерита почти постоянно присутствуют вкрапленники и прожилки халькопирита и галенита. Из нерудных минералов заметную роль играет барит.

В центральной части Алавердского месторождения были известны полиметаллические рудные тела, среди которых наиболее крупными являлись штоки "Катт" и "Мадлен".

Полиметаллические руды сложены массивным сфалеритом с некоторой примесью галенита; последний в сфалеритовой массе образует отдельные тоненькие прожилки разной ориентировки или неравномерную густую вкрапленность.

Характерной особенностью полиметаллических руд является повышенное содержание в них металлов, главным образом цинка, а затем свинца и благородных — серебра и золота.

Полиметаллические руды штока "Катт" (горизонт ~35м) характеризуются следующими содержаниями компонентов:

Zn	18,28%,	Pb	2,25%,	Cu	3,44%,	Fe	9,58%,
S	20,68%,	Ba	21,70%,	SiO ₂	9,94%,	Al ₂ O ₃	2,46%,
CaO	7,48%,	MgO	2,68%.				

Брекчиевидная текстура особенно характерна для медно-серно-колчеданных руд. Для полиметаллических месторождений она имеет подчиненное значение.

На медноколчеданных месторождениях главными компонентами брекчиевидных руд являются халькопирит и пирит, которые присутствуют в них примерно в равных количественных соотношениях. Кроме главных компонентов, в рудах отмечается целый ряд других рудных и нерудных минералов. Все это обуславливает пестроту и неоднородность состава брекчиевидных руд.

В некоторых рудных телах Шамлугского месторождения (штоки "Г", "М" и др.) брекчиевидные руды превали-

руют над массивными и обычно располагаются под последними. Брекчиевидные руды макроскопически представляют собой интенсивно измененные липаритовые брекчии с угловатыми включениями сульфидов различной величины — от 0,3 до 10 см. Аналогичная текстура руды наблюдается и в нижних горизонтах Шамлутского месторождения в туфобрекчиях андезитовых порфиритов.

На Кафане брекчиевидная текстура пользуется небольшим распространением и встречается на отдельных участках рудных тел и характеризуется замещением ранних, раздробленных сульфидов более поздними минералами или же наличием включений незамещенных обломков боковой породы в сплошной руде.

Брекчиевидные микротекстуры отчетливо наблюдаются под микроскопом при просмотре полированных шлифов. Нередко мелкие обломки зерен пирита и кварца замещены колломорфной тонкозернистой пирит-халькопиритовой массой с примесью других рудных минералов (рудник № 1-2, жила 13; рудник № 7-10, жила 4 и др.).

Вместе с брекчиевидной изредка отмечается кокардовая текстура, которая обусловлена выделением кварца, халькопирита, пирита вокруг обломков вмещающих пород. Кокардовая текстура чаще всего встречается на участках развития брекчиевидных руд. На отдельных участках обнаженной части Основной линзы Тандзута развиваются брекчиевидные текстуры, возникшие в результате избирательного метасоматоза тонкозернистого цемента туфобрекчий липаритов массивным серным колчеданом. Размеры отдельных угловатых обломков или включений липаритов, превращенных во вторичные кварциты, составляют в среднем 3-5 см в поперечнике. В самих обломках отмечается редкая вкрапленность пирита. Для руд Тандзута особенно характерна тонкополосчатая текстура, в возникновении которой значительную роль играли зоны рассланцевания в липаритах. В подавляющем большинстве случаев полосчатость руд совпадает с направлением сланцеватости вмещающих пород. Чередующиеся полосы кварца и сульфидов (пирита, халькопирита) отмечаются также в рудах Чибухлинского месторождения.

В полиметаллических рудах Ахталы нередки случаи дробления минеральных агрегатов ранних стадий минерализации и их цементации более поздними рудными образованиями.

Например, медно-цинковые руды зачастую раздроблены и сцементированы сфалерит-галенитовыми рудами в ассоциации с борнитом, халькозином и халькопиритом.

В рудах нередко также текстуры пересечения минеральных агрегатов полиметаллического состава баритом или карбонатом. Подобные текстуры наблюдаются и в серноколчеданных рудах, образование которых происходит путем пересечения полей пирита прожилками сфалерит-халькопиритового или сфалерит-теннантит-галенитового состава.

На Шаумян-Халаджском месторождении брекчиевидная текстура руд пользуется ограниченным распространением и отмечается на участках развития туфобрекчий андезитовых и андезито-дацитовых порфиров.

В полиметаллических телах Шамлугского месторождения брекчиевидные руды в виде небольших оторочек встречаются вокруг массивных руд. По морфологическим и текстурным особенностям они не отличаются от брекчиевидных серно-медноколчеданных руд. Разница заключается в составе главных компонентов, которые в данном случае представлены сфалеритом и галенитом с подчиненной ролью халькопирита. Из нерудных минералов распространены кварц и барит.

Брекчиевидные полиметаллические руды нами отмечены как на центральном участке (шт. № 8, 13, 15, 28), так и на восточном фланге месторождения, в районе рудопроявления Охнац-ахпюр.

Касаясь условий образования брекчиевидных руд, следует отметить, что они являются результатом метасоматических процессов и образуются путем замещения липаритовых и порфировых брекчий сульфидами. В брекчиевидных рудах ясно выражены явления избирательного метасоматоза, когда отдельные обломки брекчий липаритов (может быть, включения известковистых туфов) замещались легче, чем кремнистый цемент или же в туфобрекчиях андезитовых порфиров цемент замещался легче, чем включения, состоящие из плотных андезитовых порфиров.

Прожилково-вкрапленные и, особенно, вкрапленные руды пользуются значительным развитием почти во всех колчеданных месторождениях.

На Шамлугском месторождении прожилково-вкрапленные медные руды наиболее часто отмечались в штоке "КЛ", в

линзе № 4 и слагают скопления с непостоянными контурами. Руды состоят из прожилков халькопирита, пирита, кварца, барита и других минералов, которые бессистемно расположены в плотных, интенсивно окварцованных породах. Эти прожилки местами выполняют спорадические трещины, иногда образуют небольшие раздувы, состоящие из густой сети мелких и маломощных прожилков.

Вкрапленные руды на месторождении в виде неширокой зоны окаймляют почти каждое рудное тело, обычно располагаясь в их лежащем боку, ниже брекчиевидных руд.

Вкрапленные серно-медноколчеданные руды представлены измененными андезитовыми и липаритовыми брекчиями с вкрапленностью пирита и халькопирита. По сравнению с массивными и брекчиевидными рудами, прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды характеризуются непостоянным содержанием халькопирита, следовательно, пониженным содержанием меди.

Прожилково-вкрапленная текстура не менее характерна для медноколчеданных руд Алавердского месторождения, развитых в основном на его западном фланге.

На Кафане прожилково-вкрапленная текстура характеризуется наличием вкрапленников, небольших гнездообразных скоплений и прожилков пирита, халькопирита, халькозина, борнита, теннантита, энаргита на участках вмещающих пород, прилегающих к рудным жилам. Эта текстура особенно характерна для зон пирит-халькопиритового и пирит-халькозин-борнит-энаргитового прожилково-вкрапленного оруденения рудников № 7-10, 6 и карьера.

На серноколчеданных месторождениях Тандзут и Чибухлы прожилково-вкрапленные и вкрапленные текстуры имеют ограниченное распространение и представлены маломощными прожилками и мелкой вкрапленностью пирита в липаритах. В гидротермально переработанных вмещающих породах выделения пирита образуют агрегаты, состоящие из эвгедральных кристалликов размером до 0,1 см.

На Ахталском месторождении руды прожилково-вкрапленной и вкрапленной текстур, возникшие в результате замещения кварцево-серицитовой породы пиритом, халькопиритом и сфалеритом, пользуются значительным распространением в лежащем боку рудных тел. Прожилково-вкрапленные руды

содержат: Zn 3,37%, Pb 1,25%, Cu 0,57%, Fe 3,30%, Cd 0,30%, As 0,01%, Sb 0,03%. Вкрапленные руды характеризуются следующими содержаниями компонентов: Zn 0,93%, Pb 0,78%, Cu 0,65%, Fe 4,18%, Cd 0,02%, As 0,01%, Sb 0,04%.

Вкрапленные медно-цинковые руды известны на Шамлугском месторождении; они по своим текстурным особенностям являются аналогом вкрапленных серно-медноколчеданных руд и отличаются от последних большим содержанием сфалерита, барита, карбонатов и незначительным содержанием халькопирита. Вкрапленные руды состоят из рассланцованной и интенсивно измененной породы с мелкими включениями сфалерита, пирита и халькопирита.

В структурном отношении, как уже было отмечено при описании минералов, руды колчеданных месторождений проявляют большое разнообразие. Здесь можно встретить самые различные типы, начиная от структур кристаллизации и кончая структурами давления. Однако наиболее часто встречающимися структурами являются зернистая, кристаллическая, колломорфная и структуры пересечения и замещения одного минерала другим.

Зернистая и кристаллическая структуры весьма характерны для пирита и халькопирита. В полированных шлифах ранних кристаллический пирит нередко проявляется в виде индивидов с частично развитыми гранями, имеет субгедральную форму и образует гипидиоморфнозернистую структуру.

Широкое развитие имеет аллотриоморфнозернистая структура, которая характеризуется неправильными по форме выделениями минералов. Эта структура наиболее типична для халькопирита, гипогенного борнита и др. Структурным травлением выявляется зернистая структура борнита и халькопирита, причем последний состоит из мелких зерен неправильной формы.

К структурам распада твердых растворов можно отнести наиболее характерные для полиметаллических руд эмульсионные включения халькопирита в сфалерите и халькопирита в борните.

В пирит-халькопиритовых, халькопиритовых и борнитовых рудах иногда отмечается структура раскристаллизации коллоидов, в частности метаколлоидная, гранобластическая и

порфиروبластическая. В изученных полированных шлифах в ряде случаев выявляется структура раскристаллизации колломорфных руд, в результате чего руда приобретает тонкозернистое строение. Скопления этих зерен иногда имеют округлые или угловатые очертания и образуют гранобластическую структуру. Довольно часто наблюдается порфиروبластическая структура, выраженная обособлением крупных зерен раннего пирита среди мелкозернистой массы колломорфной руды.

Не менее широко распространенными являются также коррозионные структуры (разъедания, замещения и пересечений). Наряду с обычными структурами замещения, возникающими в зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения (халькозин и ковеллин по борниту и халькопириту, борнит по халькопириту, лимонит по пириту и др.), наблюдаются структуры разъедания, замещения, пересечений и в гипогенных рудах. Структуры замещения и пересечений отмечаются при замещении и пересечении халькопирита и борнита теннантитом и сфалеритом, борнита халькопиритом, сфалерита галенитом и алтаитом, пирита халькопиритом и т. д. В той или иной степени указанные процессы развиты во многих изученных образцах руд. Особенно отчетливо коррозионные структуры наблюдаются в отдельных зернах и зернистых агрегатах раннего пирита.

Структура дробления (катакластическая) характерна для пирита, в результате дробления которого в аншлифах иногда наблюдаются трещины и остроугольные осколки неодинаковых размеров. Структура смятия отмечается для некоторых образцов халькопирита. В ряде случаев после травления выявляются изогнутые удлиненные двойниковые полосы или своеобразные зоны смятия халькопирита.

Парагенетические ассоциации минералов и стадии процесса отложения руд

Вопрос образования и отложения колчеданных и связанных с ними полиметаллических руд не является окончательно решенным. Одни исследователи процесс образования колчеданных месторождений считают результатом медленной эволюции единого раствора, а другие принимают стадийный характер развития оруденения с отчетливо выраженными разновозрастными парагенетическими ассоциациями минералов.

В некоторой степени это относится и к колчеданным месторождениям Алавердского рудного района. В ранних работах исследователей, изучивших Алавердское, Шамлугское медные и Ахталское барито-полиметаллическое месторождения, о стадиях минерализации упоминается вскользь и в самых общих чертах. Определенную ясность в этот вопрос внес И. Г. Магакян (1947), указав на более позднее формирование медных и полиметаллических руд по отношению к серноколчеданным в Алавердской группе месторождений, где полиметаллическое оруденение приурочивается к наиболее поздним нарушениям. Выделив ряд рудных формаций (серноколчеданную, медно-серноколчеданную, полиметаллическую, борнитовую, галенитовую, баритовую), он рассматривает их как образования единого, длительного, непрерывного рудного процесса. Таким образом, доказывается стадийный характер развития процессов рудообразования как на Шамлугском и Алавердском медноколчеданных, так и на Ахталском барито-полиметаллическом месторождениях.

На Шамлугском месторождении многие из основных рудных и нерудных минералов известны в нескольких генерациях, выпадающих в различные отрезки времени совместно с характерными для них минеральными комплексами. В табл. 22 приведена сводка ассоциаций минералов, кристаллизующихся в пределах отдельной группы близко одновременно в устойчивых по отношению друг к другу условиях.

Наряду с этим, выпадая в определенной последовательности и в существенно меняющихся условиях, минеральные группы имеют отчетливые взаимоотношения. Как правило, поздние минеральные ассоциации метасоматически замещают или в виде прожилков пересекают ранее образовавшиеся агрегаты минералов и отделяются от них небольшими подвижками и перерывами. Все это позволяет рассматривать такие минеральные группы в качестве парагенетических ассоциаций (по А. Г. Бетехтину).

Наблюдения над текстурами и структурами руд, взаимоотношениями отдельных минеральных групп между собой позволяют говорить о последовательном наложении во времени вышеуказанных минеральных ассоциаций. При этом наиболее значительный перерыв в минералообразовании четко фиксируется на границе предрудного и рудного этапов.

Основные парагенетические ассоциации минералов Шам-
лугского месторождения и последовательность их образования

№ п/п и последова- тельность выделения	Основные па- рагенетические ассоциации ми- нералов	Характерные спутники	Примечание
	<u>Предрудный этап</u>		
	Кварц-хлорит- серицит-пирит		
	<u>Рудный этап</u>		
	Серноколчеданная стадия		
1	а) Пирит I - кварц I - хлорит I - се- рицит I б) Пирит I - хло- рит I		При интенсивном хлорит-пиритовом замещении с обра- зованием мета- кристаллов пирита
	Медноколчеданная стадия		
II	Пирит II - халь- копирит I - кварц II - хлорит II	Сфалерит, бор- нит, теннан- тит, станнин, золото, элек- трум, галенит, эмплектит, виттихенит	Борнит и станнин ассоциируют с халькопиритом. Эмплектит и вит- тихенит - со сфа- леритом и халь- копиритом
	Полиметаллическая стадия		
III	Пирит III - сфалерит II - халькопи- рит II - теннан- тит II - гале- нит II - кварц III - серицит II	Аргентит, серебро, барит	Последователь- ность кристалли- зации: пирит - сфалерит-халько- пирит-теннантит- галенит
	Сульфатная стадия		
IV	Ангидрит-гипс	Мелкая, ред- кая вкраплен- ность ранних сульфидов	
	Карбонатная стадия		
У	Кальцит-анкерит		

К началу рудного этапа относится массовое выпадение пирита (парагенезис 1). Отделяясь менее интенсивной деформацией, на серноколчеданную стадию минерализации накладывается парагенезис минералов главной рудной – медноколчеданной стадии. Следует отметить, что медноколчеданная стадия для Шамлугского месторождения является наиболее продуктивной – именно в эту стадию происходило образование промышленных скоплений серно-медноколчеданных руд.

Минеральная ассоциация полиметаллической стадии в рудной зоне проявлена локально и имеет ограниченную промышленную ценность. Полиметаллическое оруденение приурочено преимущественно к тектоническим нарушениям северо-западного простирания.

В этой стадии минерализации галенит кристаллизуется отчетливо позже перечисленных выше минералов, замещая и цементируя их агрегаты. Пирит вместе со сфалеритом нередко образует колломорфные почки, что указывает на коллоидный характер растворов, имеющих значительную роль на протяжении почти всех стадий рудного этапа.

Небольшим развитием в рудах данной стадии пользуется светлый сфалерит, вероятно, возникший в результате перекристаллизации ранней, темно-окрашенной разности.

Процесс гидротермальной деятельности завершается отложением ангидрита, гипса и карбонатов, характеризующих окислительные условия минералообразующей среды. Гипс и ангидрит местами включают в себя мелкую вкрапленность сульфидов – пирита, халькопирита, сфалерита и др., которые несомненно относятся к более ранним образованиям по сравнению с гипсом и ангидритом. Вкрапленники сульфидов ассоциируют с кварцем и обычно разведены и замещены гипсом и ангидритом, что свидетельствует о значительном разрыве во времени образования между сульфидами и гипсом.

Весь процесс минералообразования на Шамлугском месторождении подразделяется на пять стадий, но среди них для рудного этапа основными являются три стадии: серноколчеданная, медноколчеданная и полиметаллическая. Последние – сульфатная и карбонатная стадии по существу являются безрудными.

К наиболее раннему – предрудному этапу относится процесс гидротермального изменения пород, предшествующий

массовому отложению сульфидов. Судя по характеру возникших при этом минералов, изменение было вызвано в результате воздействия на породы сначала кислых, а затем слабокислых магний- и калийсодержащих растворов. В этот период предрудного выщелачивания пород повсеместно образуется пирит, который в виде равномерной вкрапленности развит в измененных породах в постоянной ассоциации с кварцем, хлоритом и серицитом. Возникновение его, по-видимому, происходит путем воздействия железа, перешедшего в раствор из разложившихся силикатов, и серы, привносимой растворами.

В дальнейшем происходит повышение в растворе концентрации магния и кремнекислоты и в результате в серноколчеданную стадию массовому отложению пирита предшествует и повсеместно сопровождает хлоритовое (магнезиальное) замещение гидротермально измененных пород. Наряду с хлоритом в этот промежуток времени в заметных количествах образуется кварц.

К серноколчеданной стадии минерализации относится возникновение ассоциации пирит-хлорит, которая особенно четко выражена в выработках вблизи и в самом штоке "Д". Различные комбинационные формы изометрических метакристаллов пирита, иногда довольно крупных размеров, находятся в тесной ассоциации с хлоритом.

В последующем происходит отложение минералов, характеризующих главную — медноколчеданную стадию минерализации. Наряду с пиритом II, халькопиритом I выпадают из растворов небольшие количества сфалерита, борнита, теннантита, станнина, галенита, самородного золота, электрума и медно-висмутовых минералов. Из жильных минералов наиболее частыми спутниками являются кварц и хлорит.

Повторное повышение химической активности калия (мусковит) и кремнекислоты происходит уже в полиметаллическую стадию; в следующей последовательности кристаллизуются пирит-сфалерит-халькопирит-теннантит-галенит. Руды состоят в основном из сфалерита и галенита, при подчиненной роли остальных компонентов. Хлорит в этой стадии становится неустойчивым. Кварц встречается в ассоциации с карбонатом и баритом. Эти изменения происходят в конце процесса отложения сульфидных руд и свидетельствуют о повторном повышении кислотности растворов. В частности,

высокая степень кислотности поздних порций рудных растворов выражается в том, что сульфидная сера окисляется до сульфатной с образованием комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$, устойчивого лишь в явно окислительных условиях. В дальнейшем в сульфатную и карбонатную стадии в связи с повышением кислотности растворов и роли уголекислоты выпадают из них ангидрит, гипс, барит и карбонаты. Некоторая часть барита и карбонатов образуется еще раньше – в полиметаллическую стадию рудоотложения.

Ангидрит и гипс иногда содержат незначительную примесь сульфидов – пирита и халькопирита, которые по отношению к сульфатам являются более ранними образованиями.

На основании изучения характера околорудных измененных пород, вещественного состава и текстурно-структурных особенностей различных типов руд, развитых на разных участках, на Алавердском месторождении выделяются несколько ассоциаций минералов.

В предрудный этап метасоматические процессы приводят к образованию окварцованных, кварцево-серицитовых, кварцево-серицито-хлоритовых с пиритом пород.

Рудный этап характеризуется своими специфическими минеральными ассоциациями, которые образуются в определенных физико-химических условиях и отвечают отдельным стадиям минералообразования. К ним относятся: 1) пирит-(арсенопирит)^x – кварц-(леверрьерит)-серицит; 2) пирит-халькопирит-сфалерит-(станнин)-кварц; 3) пирит-сфалерит-халькопирит-борнит-(самородное золото-электрум-висмутин-виттихенит)-теннантит-галенит-(кварц)-кальцит-барит; 4) ангидрит-гипс; 5) кальцит-анкерит.

Начальной стадией рудного этапа является серноколчеданная, характеризующаяся массовым выпадением пирита (парагенезис 1). Массивные серноколчеданные руды с кварцем и серицитом слагают местами небольшие самостоятельные штоки и часто раздроблены и замещены минеральными агрегатами более поздних стадий минерализации. Характерными спутниками серноколчеданных руд являются арсенопирит и леверрьерит, которые встречаются спорадически и в ничтожных количествах.

^x В скобки заключены минералы, имеющие незначительное распространение.

Вторая, медноколчеданная, стадия для Алавердского месторождения является наиболее главной и продуктивной. В эту стадию образуется основная масса медных руд, определяющих промышленную ценность месторождения. В составе руд главными являются пирит и халькопирит, к которым при-мешивается небольшое количество сфалерита и станнина. Жильные минералы представлены кварцем и хлоритом.

Третья минеральная ассоциация, отвечающая полиметаллической стадии, накладывается на более ранние образования и проявляется локально, особенно в верхних горизонтах месторождения, где слагает отдельные тела полиметаллических руд. Эта ассоциация минералов состоит в основном из сфалерита, борнита, теннантита, галенита, небольшой примеси пирита и халькопирита и сопутствующих самородного золота, электрума, висмутита и виттихенита. Среди жильных минералов преобладают барит и кальцит.

К конечной стадии минерализации относится массовое выпадение из окисленных растворов сульфатов - гипса и ангидрита, которые широко распространены в пределах рудоносной зоны и проникают по трещинкам в агрегаты рудных минералов более ранних стадий минералообразования. В приведенной схеме гипогенного рудообразования карбонаты завершают процесс гидротермальной деятельности и характеризуют последнюю безрудную стадию.

Процесс рудоотложения на Алавердском месторождении таким образом подразделяется на следующие последовательные стадии: серноколчеданную, медноколчеданную, полиметаллическую, сульфатную (ангидрит-гипсовую) и карбонатную. При этом, отдельным стадиям минералообразования предшествовали тектонические подвижки, которые на разных участках происходили с различной интенсивностью.

Все разнообразие сочетаний минералов, наблюдаемое на Кафанском месторождении, естественно, обусловлено соотношениями концентраций химических компонентов в растворах в момент реакции в различных участках.

Следует отметить, что изучение возрастных соотношений различных сочетаний минералов приводит к выводу об относительно длительном периоде времени, в течение которого происходили эти реакции. Этим следует объяснить и обилие генераций отдельных минералов - пирита, халькопирита,

сфалерита, кварца в рудах Кафанского месторождения. Подобный процесс развития рудоотложения и смены одних минеральных сочетаний другими, очевидно, был обусловлен изменением физико-химических условий рудоносных растворов во времени и в пространстве.

На основании изучения различных типов руд, развитых на разных участках, и возрастных соотношений минеральных агрегатов, в Кафанском рудном поле выделяется ряд парагенетических ассоциаций минералов.

Наиболее обычной и широко распространенной в рудах месторождения является пирит-халькопиритовая ассоциация. Однако наряду с нею отмечаются пирит-борнитовая, пирит-ковеллин-халькозиновая, пирит-теннантит-энаргитовая, галенит-теннантит-сфалеритовая, алтаит-галенитовая ассоциации, которые развиты локально на отдельных участках рудного поля.

В отмеченных парагенетических ассоциациях минералов, кроме перечисленных компонентов, часто наблюдаются примеси других сульфидов, самородных элементов, сульфосолей, теллуридов - марказита, висмутина, реньерита, германита, станнина, самородного золота, людонита, гессита, петцита и др.

Интересно отметить, что внутри отдельных минеральных парагенезисов некоторые из главных компонентов образуют двух- и трехфазные равновесия. К ним относятся бинарные парагенезисы пирита и борнита (без халькопирита), пирита и ковеллина, пирита и халькозина, пирита и энаргита; трехфазные парагенезисы сфалерита, теннантита и галенита. Все эти парагенетические комбинации минералов довольно отчетливо устанавливаются при изучении различных типов руд.

С теоретической точки зрения такое разнообразие парагенетических соотношений минералов в рудах Кафанского месторождения находит свое подтверждение и указывает на постепенное повышение концентрации серы в растворах на определенных стадиях рудоотложения.

Как показывают исследования А. Г. Бетехтина (1951) проведенные по изучению парагенетических соотношений минералов в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ парагенезисы пирит + борнит, пирит + халькозин и пирит + ковеллин могут возникать лишь в условиях повышенной и высокой концентрации серы в растворах.

Наличие в рудах Кафанского месторождения таких минералов, как борнит, халькозин, ковеллин, энаргит, теннантит, станнин, и их тесная ассоциация с пиритом и халькопиритом является вполне закономерным явлением и объясняется вхождением их в состав парагенезисов систем $Cu - Fe - S$ и $Fe - Cu - As - S$.

Выделенные парагенетические соотношения минералов представляют собой результат единого непрерывно-прерывистого процесса формирования оруденения в Кафанском рудном поле и отвечают отдельным стадиям минерализации.

Все исследователи, изучившие характер распределения оруденения в Кафанском рудном поле, отмечают многостадийность минерализации. Так, например, Н. М. Прокопенко выделяет три стадии минерализации, причем основной стадией, обусловившей промышленную ценность месторождения, считает первую – кварц-пирит-халькопиритовую. По Ю. А. Арапову и И. Г. Магакьяну (1954), на Кафанском месторождении имели место четыре стадии минерализации, и отложение основной массы медных минералов происходило в третью стадию. В работе С. С. Ванюшина, Ю. А. Лейе и Э. Г. Малхасяна (1957) рассматриваются семь стадий минерализации, при этом главная масса полезного ископаемого была выделена в третью – медную стадию. В этой схеме не совсем понятно взаимоотношение первых двух серноколчеданных стадий минерализации. Очевидно, что под первой серноколчеданной – дорудной стадией подразумевается гидротермальное изменение вмещающих пород, сопровождающееся интенсивной пиритизацией. Независимо от этого, все шесть стадий минерализации на Кафанском рудном поле выделяются довольно отчетливо.

Полученные данные по вещественному составу, текстурам и структурам руд и по взаимоотношениям парагенетических ассоциаций минералов позволяют в формировании оруденения Кафанского рудного поля выделить следующие стадии минерализации.

В начальные стадии формирования месторождения происходило образование гидротермальных метасоматитов – вторичных кварцитов, локально развитых на отдельных участках рудного поля, и пропилитов, пользующихся значительным площадным развитием во вмещающих породах.

Рудный этап подразделяется на ряд стадий минерализации, которые приводятся в последовательности их формирования.

Серноколчеданная стадия является наиболее ранней и слагает жилы, прожилково-вкрапленные зоны кварц-пиритового состава с незначительной ролью халькопирита. Оруденение данной стадии минерализации встречается преимущественно на западном фланге месторождения.

Основным рудослагающим минералом является пирит, который совместно с кварцем образует жилы и прожилки.

Вместе с пиритом и кварцем в этой стадии образуется небольшое количество халькопирита, который в виде рассеянной вкрапленности иногда встречается в кварц-пиритовых прожилках. Вдоль прожилков развивается маломощный ореол околорудных измененных пород, представленный кварцево-серицитово-хлоритовой оторочкой.

Вторая — медноколчеданная стадия является промышленно наиболее важной и пользуется широким развитием в пределах месторождения. В эту стадию происходит отложение из рудоносных растворов основной массы медного оруденения вдоль системы трещин отрыва широтного и близширотного простирания.

В рудах этой стадии минерализации наибольшим развитием пользуются халькопирит и пирит; в подчиненном количестве присутствуют борнит, халькозин, ковеллин, сфалерит. Руды характеризуются колломорфным и зернистым строением; они сложены из колломорфного халькопирита и пирита и отличаются своей массивной текстурой. Многие жилы имеют мономинеральный халькопиритовый состав. Порядок выделения минералов: пирит-халькопирит-борнит-сфалерит.

Медноколчеданные жилы сопровождаются слабым окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией вмещающих пород.

Третья — медно-мышьяковая стадия минерализации слагает штокверковую зону в руднике № 6. Прожилково-вкрапленные руды, состоящие из пирита, халькопирита, борнита, халькозина, энаргита образуют локальные участки шириною 15–20 м, которые приурочены к гипсовому разлому. Интенсивность оруденения данной стадии минерализации по мере удаления от разлома на запад заметно уменьшается.

В рудах, кроме основных компонентов, спорадически

встречаются; сфалерит, коведлин, теннантит, люконит, станнин, галенит, реньерит, германит и др. Присутствие в рудах медно-мышьяковой стадии парагенезисов минералов пирит + борнит, пирит + халькозин, пирит + ковеллин, свидетельствует о повышенной концентрации серы в растворах. Иногда отмечается тесная ассоциация халькозина с энаргитом, причем они развиваются в центральных частях прожилков. В ряде случаев энаргит в виде крупнокристаллических агрегатов вместе с пиритом и халькопиритом образует локальные скопления.

Последовательность выделения минералов: пирит-халькопирит-борнит-халькозин-энаргит-теннантит. Сопутствующее оруденение околорудное изменение пород имеет примерно такой же характер, как в медноколчеданную стадию.

Четвертая стадия, представленная полиметаллической минерализацией, на собственно Кафанском месторождении проявлена слабо, однако в рудном поле, особенно на юго-восточном фланге его, образует отдельные участки и составляет в основном оруденение в рудниках им. Шаумяна, Халадж, Чинар и др. Морфологически рудные тела представлены жилами, состоящими из сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, теннантита с примесью самородного золота, алтаита и тетрадимита. В рудах преобладают массивные и полосчатые текстуры.

Следует отметить, что внутри полиметаллической стадии оруденения отмечается несколько своеобразная кальцит-алтаит-галенитовая ассоциация, которая на Кафанском месторождении локально развита в секущих медные жилы трещинах близмеридионального простираения ($SZ - 350^{\circ}$), на двух горизонтах рудника № 1-2, а на Халаджском участке - в близширотных полиметаллических жилах. Алтаит в кальцит-галенит-сфалеритовых рудах образует небольшие скопления и гнезда.

Руды сложены галенитом, сфалеритом, алтаитом, в подчиненном количестве встречаются пирит, халькопирит, сподурически - гессит и петцит. Среди жильных минералов наиболее распространенным является кальцит; в небольшом количестве отмечаются кварц и флюорит. Такая необычная ассоциация теллуридов с сульфидами, по-видимому, обусловлена повышением концентрации теллура в рудоносных раст-

ворах в конце полиметаллической стадии оруденения. Ранее эту ассоциацию мы рассматривали как самостоятельную стадию минерализации. Однако, как показало дальнейшее изучение взаимоотношений этой ассоциации с полиметаллами, она завершает полиметаллическую стадию рудоотложения.

Галенит в тесном сростании с алтаитом образует выделения неправильной формы и прожилки в полях сфалерита и кальцита. Судя по взаимоотношениям, галенит выделился несколько раньше алтаита. Довольно часты структуры замещения галенита алтаитом: в одних случаях развиты каемки и прожилкообразные выделения алтаита в галените, в иных случаях – в полях алтаита наблюдаются неправильные выделения – реликты замещенного галенита.

Полиметаллическая стадия минерализации сопровождается окварцеванием, серицитизацией и пиритизацией.

Пятой является сульфатная стадия. Гипогенный гипс и ангидрит образуют жилы, маломощные прожилки и гнезда. Особенно широко развиты они вдоль гипсового разлома, где они имеют значительное распространение на глубину.

Шестая, завершающая – карбонатная стадия в рудном поле отмечается повсеместно. Проявляется в виде маломощных прожилков и гнезд, сложенных кальцитом, халцедоном, сидеритом, доломитом и анкеритом. Прожилки этой стадии изредка содержат мелкую вкрапленность сульфидов.

Выделенные стадии минерализации указывают на то, что в Кафанском рудном поле рудообразование протекало в течение длительного периода времени, в зависимости от трещинообразования. Образование новых или повторное раскрытие ранее существовавших трещин отрыва предшествовало отдельным стадиям минералообразования, причем весь этот процесс на разных участках происходил с различной интенсивностью, чем и следует объяснить некоторые отличия в минеральном составе руд на отдельных участках рудного поля.

Это прежде всего выражается в смене минерального состава оруденения в пределах Кафанского рудного поля с запада на восток. На западном фланге преобладают серноколчеданные руды, которые к востоку переходят в собственно медноколчеданное оруденение. Последнее слагает медные жилы центральной части рудного поля и через медно-мышьяковые руды переходит в полиметаллические жилы Шаумян-

Халаджского месторождения, расположенного на восточном фланге рудного поля.

Минералы	СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ					
	Серно-колчеданная	Медно-колчеданная	Медно-мышьяковая	Поли-металлическая	Сульфатная	Карбонатная
Кварц	1	1	3	1		
Барит					1	1
Кальцит		1	1	1		1
Гематит	1		1	1		1
Висмутин		1				
Ковеллин			1			
Халькопирит	1	1	1	1		
Флюорит				1		
Реньерит			1			
Арсенопирит	1					
Станнин		1				
Пирит	1	1	1			
Аргентит				1		
Люцит			1			
Сфалерит		1	1	1		
Гипс					1	
Доломит						1
Электрум				1		
Германит			1			
Борнит		1	1	1		
Галеновисмутит		1				
Галенит		1		1		
Сидерит						1
Ангидрит					1	
Алмаз				1		
Энаргит		1	1	1		
Эмлектит		1				
Марказит		1		1		
Тэннантит		1	1	1		
Золото		1		1		
Халцедон						1
Серебро				1		
Анкерит						1
Халькозин			1			
Гессит				1		
Виттихенит		1		1		
Петцит				1		
Характерные элементы	Si, O, Fe, Cu, As, S, Se, Te	Si, O, Ca, Bi, Cu, Fe, S, Sn, Zn, Pb, As, Au, Se, Te, Ge, Ga, In	Si, O, Ca, Cu, S, Fe, Ge, As, Zn, Se, Te, Au, Ag	Si, O, Ba, S, Ca, Cu, Fe, F, Ag, Zn, Au, Pb, Te, As, Se, Cd, Ir, Ga	Ba, S, O, Ca, Sr	Ba, S, O, Ca, Mg, Fe, Si

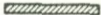
1  2  3 

Рис. 55. Схема последовательности выделения минералов на медноколчеданных месторождениях по стадиям минерализации. 1 – главные минералы; 2 – второстепенные минералы; 3 – редко встречающиеся минералы.

Такая последовательность в отложении меняющихся по составу минеральных ассоциаций обусловлена как геологоструктурными факторами, так и различными физико-химическими условиями рудоносных растворов в каждой отдельной стадии минералообразования. Наблюдается примерно следующая последовательность в формировании минеральных ассоциаций; в наиболее ранние среднетемпературные стадии выделяются сульфиды – пирит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин; сульфосоли – энаргит, теннантит, а затем в относительно низкотемпературные стадии – сульфиды – сфалерит, галенит; теллуриды – алтаит, гессит, петцит и, наконец, в завершающие стадии – сульфаты – ангидрит, гипс и карбонаты – кальцит, анкерит, доломит, сидерит.

Подобная смена состава минеральных ассоциаций указывает на изменение свойств рудоносных растворов по мере развития гидротермального процесса. При этом основная роль в выносе металлов отводится второй – медноколчеданной стадии минерализации, хотя в настоящее время не меньшее значение приобретают руды полиметаллической стадии рудоотложения.

Весь процесс рудоотложения на Кафанском месторождении и смена одних минеральных парагенезисов другими свидетельствует о постепенном понижении температуры и давления, а также изменении рН и окислительно-восстановительного потенциала среды. Обзор парагенетических ассоциаций минералов и последовательность их образования приводит к выводу о том, что в начальные стадии рудного процесса в условиях высокой концентрации серы в растворах возникали относительно богатые серой сульфиды железа и меди – пирит и халькопирит. Далее, в связи с повышением концентрации серы в растворах, происходит образование таких парагенезисов, как пирит + борнит, пирит + халькозин, пирит + ковеллин. О дальнейшем изменении окислительно-восстановительного потенциала среды можно судить по энаргиту, который выпадает в конечные моменты медно-мышьяковой стадии. Известно, что сульфоарсенат меди, в котором мышьяк представлен наиболее окисленной формой – пентавалентным катионом, образуется в более низкотемпературных и окислительных условиях, чем многие другие сульфиды. В процессе окисления сульфидоносных растворов, в связи с по-

явлением в них в близповерхностных условиях сильного аниона SO_4 они приобретают кислотный характер. Кислые растворы в процессе взаимодействия с вмещающими породами нейтрализуются и в результате происходит выпадение гипса, ангидрита и других сульфатов.

Приведенные данные позволяют заключить, что в начальные, среднетемпературные стадии рудоносные растворы были слабощелочными или нейтральными, а в более поздние, низкотемпературные, особенно в сульфатную и карбонатную стадии — слабокислыми или нейтральными.

Возрастные взаимоотношения различных стадий минералоотложения на Кафанском рудном поле указывают на следующую последовательность выноса металлов рудоносными растворами: железо-медь-мышьяк-цинк-свинец-теллур.

Стадиальность рудоотложения на Тандзутском месторождении выражена слабее, чем на других колчеданных месторождениях. Тем не менее, процесс рудоотложения здесь развивался по крайней мере в две последовательные стадии. Предрудный этап характеризуется интенсивной гидротермальной переработкой вмещающих липаритовых порфиров и их туфобрекчий с образованием ряда фаций вторичных кварцитов и пропилитов. В рудном этапе довольно отчетливо выделяются две стадии минерализации — серноколчеданная и полиметаллическая, причем последняя имеет ограниченное распространение.

С первой стадией связано формирование серноколчеданного оруденения на собственно Тандзутском месторождении и Андраникском участке. В эту стадию вместе с массовым выпадением пирита в незначительном количестве выделяются халькопирит, станнин, виттихенит, а также в конце стадии — гипогенный ковеллин, энаргит, люконит, самородное золото.

Вторая — полиметаллическая стадия минерализации наложена на серноколчеданную и сложена в основном сфалеритом и галенитом, с подчиненной ролью теннантита, пирита и халькопирита. Полиметаллическая минерализация пользуется ограниченным развитием и в пределах рудного поля наблюдается в виде маломощных жил, гнезд и вкрапленности в интенсивно окварцованных и серицитизированных породах. В отличие от серноколчеданных линз, развивающихся вдоль структур широтного направления, полиметаллические руды

приурочены к секущим эти линзы структурным элементам северо-западного простираения. Это – обычно маломощные трещины и зоны рассланцевания, выполненные полиметаллическим оруденением. Процесс формирования оруденения на Тандзутском месторождении завершился отложением позднего кварца, сульфатов и карбонатов кальция.

Процесс рудообразования на Чибухлинском рудном поле развивался в четыре последовательные стадии: серноколчеданную, медноколчеданную, полиметаллическую и сульфатную (безрудную).

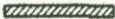
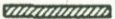
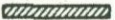
Первая стадия рудообразования характеризуется кислым составом первоначальных гидротермальных растворов, содержащих в значительном количестве железо и серу. В результате взаимодействия кислых растворов с вулканогенными породами и изменения реакции на нейтральную и щелочную происходило массовое выпадение пирита и небольшого количества сопутствующих нерудных минералов (хлорит, кварц, серицит) с образованием серноколчеданных линзообразных тел. Вместе с тем, наличие в серноколчеданных рудах мельниквит-пирита свидетельствует об образовании некоторой их части, преимущественно колломорфных руд, в условиях кислой среды.

Характерной чертой второй стадии минералообразования является уменьшение процесса пиритизации, который сопровождается, а затем позже сменяется отложением халькопирита и в незначительном количестве – сфалерита и теннантита. Эта стадия в целом характеризуется резким дефицитом железа. В связи с этим в роли соосадителя меди выступает железо хлоритизированных и пиритизированных вулканогенных пород, к которым приурочена основная масса халькопирита. Медноколчеданная стадия наиболее отчетливо проявилась на Желтореченском участке.

В третью, относительно слабо проявленную полиметаллическую стадию происходит привнос свинца и возрастание роли цинка. Из щелочных или нейтральных растворов выпадают в заметном количестве сфалерит и галенит в ассоциации с теннантитом, пиритом и халькопиритом. Минеральная ассоциация этой стадии в пределах рудного поля пользуется ограниченным распространением, развивается на Чернореченском проявлении по структурам северо-западного простира-

ния и по существу завершает процесс рудоотложения.

Полиметаллическая наложена на более ранние стадии минерализации и резко подчиненно проявляется также в серно- и медноколчеданных рудах.

Минералы	СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ			
	Серно- колчеданная	Медно- колчеданная	Поли- металлическая	Сульфатная
Кварц				
Кальцит				
Гипс				
Халькопирит				
Галенит				
Пирит				
Ковеллин				
Серебро				
Линнеит				
Теннантит				
Энаргит				
Сфалерит				
Станнин				
Люцитин				
Халькозин				
Золото				
Виттихенит				
Характерные элементы	Si, O, Fe, S, Cu, Co, As, Sn, Au, Bi, Se, Te, Ge, Ag	Si, O, Fe, Cu, S, As, Zn, Sn, Bi, Au, Ag, Se, Te	Si, O, Ca, Cu, Pb, Fe, Ag, As, Zn, Cd, Ga, S, Ge, Se, Te, In	Ca, S, O

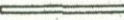
1  2  3 

Рис. 56. Схема последовательности выделения минералов на серноколчеданных месторождениях по стадиям минерализации, 1 – главные минералы; 2 – второстепенные минералы; 3 – редко встречающиеся минералы.

Четвертая – сульфатная является завершающей и безрудной стадией; характеризуется отложением гипса из окисленных растворов. Эта стадия особенно интенсивно проявилась на Чернореченском участке, где гипс обильно развивается

в лежащем и висячем боках рудных тел и по трещинам проникает во вмещающие породы и в агрегаты рудных минералов более ранних стадий минерализации.

Продукты отдельных стадий минерализации в Чибуклинском рудном поле разобщены не только во времени, но и в пространстве. Так, серноколчеданная стадия преимущественно развита на Чернореченском, медноколчеданная — на Желтореченском участке, а полиметаллическая — в 2 км к юго-востоку от серноколчеданных линз.

Установление последовательности формирования минеральных ассоциаций отдельных стадий минерализации на Ахтальском месторождении усложняется явлениями телескопирования или процессами замещения ранних более поздними ассоциациями минералов. Принимая за основу возрастные взаимоотношения минералов и минеральных ассоциаций, текстурно-структурные особенности руд и некоторую пространственную обособленность различных типов руд, А.Г.Казарян и С.В.Казарян (1961) на Ахтальском месторождении выделили следующие шесть стадий минерализации: 1) пиритовую, 2) халькопиритовую, 3) галенит-сфалеритовую, 4) баритовую, 5) гипсовую, 6) карбонатную. Позднее В.О.Пароникян (1962), с учетом тех же факторов, предложил несколько другую схему стадий минерализации в следующей последовательности их образования: 1) пиритовая, 2) пирит-халькопиритовая, 3) полиметаллическая, 4) борнит-теннантитовая, 5) баритовая, 6) карбонатная.

Ранее промышленные руды Ахталы И.Г.Магакьяном (1949) были подразделены на серноколчеданный, медный и медно-цинковый, полиметаллический и баритовый типы. Придерживаясь этой классификации, Н.И.Чернышов (1962) для месторождения установил четыре главных и качественно различных стадий минералообразования: 1) серноколчеданную, 2) медноколчеданную, 3) полиметаллическую и 4) баритовую. Вместе с тем процесс рудообразования он подразделяет на два этапа: а) главный сульфидный и б) карбонатно-баритовый с сульфидами, которые разобщены во времени внедрением жильной серии третичного возраста. Нам же многостадийный процесс рудообразования (рудный этап) представляется единым.

Изучение минерального состава руд, взаимоотношений минералов в рудных телах, текстурно-структурных особенностей различных типов руд позволяет выделить ряд пара-

генетических ассоциаций минералов, которые являются следствием многостадийного процесса рудообразования. К ним относятся следующие сочетания минералов: кварц-хлорит-пирит, пирит-халькопирит-сфалерит-борнит с некоторой ролью самородного золота, миллерита, виттихенита; сфалерит-халькопирит-борнит-теннантит-галенит с небольшой примесью реньерита, германита, тетраэдрита и группы серебросодержащих минералов.

Следует подчеркнуть, что германий и серебросодержащие минералы в этой ассоциации приурочены преимущественно к локально развитым борнит-теннантитовым рудам.

Процессы, приведшие к образованию перечисленных парагенетических ассоциаций минералов, имели непрерывно-прерывистый характер и протекали в единый рудный этап, который нами подразделяется на пять отчетливо выраженных стадий минерализации: 1) серноколчеданную, 2) медно-цинковую, 3) полиметаллическую, 4) сульфатную (баритовую) и 5) карбонатную.

К началу рудного этапа относится выпадение пирита и сопутствующих ему нерудных минералов - хлорита, кварца, частично серицита и карбоната. Серноколчеданные руды на месторождении пользуются ограниченным развитием и слагают небольшие обособленные рудные тела.

Для второй стадии минералообразования характерной чертой является уменьшение процесса пиритизации, который сопровождается, а затем сменяется отложением халькопирита и сфалерита, с заметным преобладанием количества последнего к концу стадии. Подобно серноколчеданной, медно-цинковая стадия имеет небольшое распространение, но отличается от первой большим количеством сопутствующих минералов. В ассоциации с халькопиритом и сфалеритом отмечаются самородное золото, борнит, миллерит, виттихенит, станнин. Из жильных минералов сопутствующими являются хлорит и кварц, в меньшей мере серицит и карбонат. Характерной чертой стадии является наличие в медно-цинковых рудах светлоокрашенного сфалерита, а также приуроченность халькопирита к хлоритизированным и пиритизированным породам. Все это позволяет говорить о значительном уменьшении роли железа, особенно, в конце процесса рудоотложения, при более или менее постоянной концентрации ионов

серы. Об этом свидетельствуют: светлые маложелезистые сфалериты, магнезиальные (безжелезистые) хлориты и приуроченность халькопирита к хлоритизированным и пиритизированным породам.

Третья, полиметаллическая стадия рудообразования для Ахталского месторождения является главной и характеризуется привносом свинца и значительным возрастанием привноса цинка. Метасоматические процессы в эту стадию достигают высокой интенсивности, выпадение главной массы сфалерита и галенита происходит путем замещения ими ранее отложившихся сульфидов. Небольшая часть сфалерита и галенита отлагается в трещинах, образуя маломощные прожилки и вкрапленность во вмещающих породах. Изменения в боковых породах в третью стадию (в особенности в конце процесса) происходят при высокой активности кремнекислоты и калия. Выделения позднего серицита, развивающегося в зонах дробления в сфалерите и халькопирите, по-видимому, образуются после отложения сульфидов, в конце этой стадии минерализации.

Характерной чертой рассматриваемой стадии, завершающей процесс отложения сульфидных руд, является изменение окислительно-восстановительных условий среды, т.е. постепенное уменьшение в растворе роли серы и возрастание концентраций кислорода. Результатом эволюции гидротермальных растворов является богатство ассоциаций третьей стадии минеральными видами. Вместе с галенитом и сфалеритом образуются халькопирит, пирит, борнит, теннантит, тетраэдрит, халькозин, самородное серебро, аргентит, штромейерит, ялпаит, стефанит, иорданит, электрум, полибазит-пирсеит (?). С собственно полиметаллическими рудами связана также главная масса элементов-примесей.

В четвертую-сульфатную стадию рудного процесса происходит обильный привнос бария, который в виде барита отлагался преимущественно висячем боку полиметаллических рудных тел, образуя пластообразные залежи.

Формирование залежей массивного барита происходило в окислительной обстановке с появлением в растворах достаточной концентрации комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$. Известно, что катион S^{6+} , как продукт высшего окисления серы, входит в состав комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$, устойчивого лишь в явно

окислительных условиях, т.е. в обстановке, более богатой кислородом (Бетехтин, 1955). На явно окислительную обстановку указывает также широкое развитие на месторождении красного барита с тонко распыленным гематитом.

На основании сонахождения барита с пиритом и их тесных взаимоотношений некоторые исследователи рудный процесс подразделяют на два этапа и считают, что более раннее пирит-баритовое оруденение разорвано во времени большим перерывом от полиметаллического. Однако, по нашим наблюдениям, такая точка зрения не подтверждается; барит образуется после серноколчеданного и полиметаллического оруденения в одну из последних стадий единого рудного этапа.

Таким образом, пирит и барит являются одновременными образованиями. Колломорфные выделения пирита, как правило, разъедены и замещены серным и красным баритом.

Вместе с тем, Н.М. Чернышов (1962) выделяет парагенезис барита с пиритом и, ссылаясь на Я.И. Ольшанского (1958), их сонахождение объясняет присутствием в растворах ионов серы разных степеней окисления: S^{2-} и S^{6+} . В таком растворе, по мнению Я.И. Ольшанского, допускается существование ионов серы с промежуточным между S^{2-} и S^{6+} состоянием окисления, в частности ион тиосульфата, с которым многие тяжелые металлы в эндогенных условиях способны образовывать легко растворимые соединения.

По тем же данным, в результате распада тиосульфатных соединений на сульфид-ион и сульфат, первый из них совместно с железом образует пирит, а сульфат, резко повышая кислотность растворов, способствует выпадению барита.

В результате повышения кислотности растворов в связи с появлением в них комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$ в эту же стадию происходит отложение небольшого количества гипса на Ахтальском месторождении.

О том, что отложение барита происходило в условиях существенной концентрации кислорода, свидетельствует наличие в породах кровли и верхних частях баритовых залежей гипогенных окислов и гидроокислов. Таким образом, образование барита происходит после отложения серноколчеданных, медно-цинковых и полиметаллических руд и неразрывно связано с единым рудным процессом. Выделение пирит-барито-

Минералы	СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ				
	Серно-колчеданная	Медно-цинковая	Поли-металлическая	Сульфатная	Карбонатная
Неорц	1	2	3		
Галенит			1		
Ковеллин		2			
Теллуриовисмутит			2		
Сфалерит		1	1		
Миллерит		2			
Пирит	1	2	2		
Барит				1	
Гипс				2	
Кальцит					1
Халькопирит		1	2		
Аннерит					2
Теннантит			2		
Аргентит			2		
Гематит	2				
Серебросодерж. мин. (штром. ялпайт и др)			2		
Магнетит	2				
Эзаргит		2			
Алтаит			2		
Сидерит					2
Флюорит			2	1	
Серебро			2		
Золото		2	2		
Тетраэдрит		2	2		
Борнит		2	2		
Халькозин		2	2		
Виттихенит		2	2		
Реньерит			2		
Доломит					2
Тетрадимит			2		
Станнин		2	2		
Германит			2		
Электрум			2		
Характерные элементы	Si, O, Fe, S, Se, Te	Si, O, Cu, S, Zn, Ni, Fe, As, Au, Bi, Sn, Se, Te, Cd, Ge, Ga	Si, O, Pb, S, Cu, Te, Bi, Zn, Fe, Ba, Co, As, Ag, Sb, F, Au, Ge, Ca, Cd, In, Se, Te, Sr	Ba, S, O, Ca, Fe, C	Ca, Mg, Fe, O, C

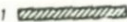
1  2  3 

Рис. 57. Схема последовательности выделения минералов на колчеданно-полиметаллических месторождениях по стадиям минерализации. 1 - главные минералы; 2 - второстепенные минералы; 3 - редко встречающиеся минералы.

вого этапа, резко оторванного от полиметаллического, на наш взгляд, недостаточно обосновано.

Пятой и завершающей является карбонатная стадия минерализации, которая на месторождении пользуется ограниченным распространением и так же, как и баритовая, считается безрудной. Кальцитовые прожилки обычно пересекают как сульфидные, так и массивные баритовые руды. Нередко ранее образовавшиеся сульфиды - пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и др. замещены кальцитом; залежи же красного барита пересечены маломощными жилами и прожилками белого кальцита. В результате дробления и замещения ранних минеральных агрегатов более поздними, в карбонатных прожилках отмечаются захваченные включения сульфидов.

Весь рудный этап минералообразования представляет собой единый процесс, который протекал в течение пяти основных последовательно развивающихся стадий рудоотложения в тесной взаимосвязи с тектоникой; отдельным стадиям предшествовали тектонические подвижки различной интенсивности.

х х х

Анализ фактического материала по геологии и минералогии колчеданных месторождений отдельных рудных районов позволяет отметить следующее:

1. Колчеданное оруденение пространственно приурочено к районам развития субвулканических образований, представленных небольшими штоками, дайками и пластовыми интрузиями кварцевых дацитовых, плагиолипаритовых и липарито-дацитовых порфиров. Месторождения и проявления тяготеют к выходам этих интрузий и практически отсутствуют в удаленных от них районах. Рудные тела серно-медноколчеданного состава обнаруживают особенно тесную связь с дайками и пластовыми интрузиями кварцевых дацитовых и плагиолипаритовых порфиров средне-верхнеюрского возраста, внедрение которых непосредственно предшествовало циркуляции рудоносных растворов. Внедрившиеся в зоны межпластового дробления субвулканические интрузии в ряде случаев служили экраном для рудоносных растворов; в результате в лежащем боку этих интрузий концентрировалось колчедан-

ное оруденение в виде рудных штоков. (Шамлуг).

В пределах Базумского рудного района колчеданное оруденение пространственно приурочено к выходам субвулканических интрузий, представляющих собой небольшие штоки и дайки липаритовых порфиров. Медно-серноколчеданные рудные тела обнаруживают весьма тесную связь с указанными штоками и дайками липаритовых порфиров, внедрение которых происходило вдоль разлома близширотного простираия и предшествовало циркуляции гидротерм. На Тандзутском и Чибухлинском месторождениях эти вулканические образования подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям, превращены в пропилиты и во вторичные кварциты и являются рудовмещающими породами.

2. Наравне с литолого-стратиграфическими и магматическими факторами для поисков колчеданного оруденения большое значение имеют структурные особенности районов отдельных рудных полей и месторождений. Структура Алавердского рудного района в целом характеризуется его нахождением в пределах присводовой части и северо-восточного крыла крупной Алавердской антиклинали. Рудные поля в пределах района приурочены к брахиантклинальным и сундучным складкам, развивающимся преимущественно на северо-восточном крыле Алавердской антиклинали.

Основными чертами структуры отдельных рудных полей и месторождений, определяющими направление гидротермальных процессов, являются разрывные нарушения и зоны межплатового дробления и расланцевания. При этом параллельные крыльям брахиантклинальных складок трещины и зоны дробления и отслаивания на контакте разнородных по литологическим особенностям и физическим свойствам пород явились важнейшими рудовмещающими элементами, а поперечные к ним крутопадающие сколовые нарушения северо-восточного и северо-западного простираия играли рудоконтролирующую роль. Так, барито-полиметаллическое оруденение на Ахтальском месторождении контролируется разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираия; контролем медноколчеданного оруденения на Шамлуге являются северо-восточные и близширотные, а на Алавердском месторождении - близмеридиональные нарушения. Для локализации оруденения соответственно благоприятными элементами

явились зоны дробления и рассланцевания на контактах между кварцевыми дацитовыми порфирами и андезитовыми порфиритами (Ахтала), липаритовыми порфирами и туфопесчаниками, а также под нижними поверхностями пластовых интрузий плагиолипаритовых порфиров (Шамлуг) и зоны между агломератовыми андезитовыми туфами и туфопесчаниками (Алаверди). Во всех случаях плотные непроницаемые породы (различные порфириты, туфопесчаники, плагиолипаритовые силлы) служили экраном при рудоотложении. В распределении медноколчеданного и полиметаллического оруденения в пределах Кафанского рудного района наиболее отчетливо вырисовывается структурный фактор. Рудный район в целом расположен в пределах Кафанской антиклинали северо-западного простирания, осложненной второстепенными брахиантиклинальными складками, к присводовым частям и крыльям которых приурочено промышленное оруденение меди и полиметаллов.

Кафанская антиклиналь резко нарушена крупными сколовыми нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания, а также близширотными трещинами отрыва, которые сыграли решающую роль в контроле и локализации оруденения. Жильные и штокверковые рудные тела Кафанского рудного поля контролируются крупными дорудными разрывными нарушениями взбросового и взбросо-сдвигового характера. К более древним относятся разломы северо-западного направления, которые пересекаются более молодыми, однако также дорудными нарушениями северо-восточного простирания. Жильные и жиллообразные рудные тела как на Кафанском, так и на Шаумян-Халаджском месторождениях локализуются в трещинах отрыва преимущественно близширотного или северо-восточного простирания. В виде исключения встречаются жилы, приуроченные к трещинам близмеридионального направления. Как правило, рудные тела располагаются в лежащем боку крупных разломов. Штокверки приурочены к зонам трещиноватости, развитым главным образом на участках пересечения разломов.

Базумский рудный район в целом представляет собой антиклинальную структуру северо-западного простирания, осложненную разрывными нарушениями того же северо-западного направления. Сопряженные с ними локальные тектонические нарушения близширотного и широтного простирания, развитые в рудных полях, служили рудоконтролирующими

структурами. Так, оруденение Тандзутского рудного поля с севера и юга контролируется крутопадающими разрывными нарушениями широтного простирания, а на Чибухлинском рудном поле контролем оруденения являются тектонические нарушения близширотного направления, прослеженные по долинам Желтой и Черной речек. Однако решающую роль в локализации оруденения на месторождениях играли не эти разрывные нарушения, а зоны трещиноватости, дробления и рассланцевания, образовавшиеся на контакте липаритовых порфиров с андезитовыми порфиритами — разнородных по литологическим и физическим свойствам пород.

3. Намечается совершенно определенная связь между морфологией, условиями залегания рудных тел и структурно-литологическими факторами локализации оруденения. Рудные штоки, линзообразные и пластообразные залежи в Алавердском районе залегают в умеренно-кислых вулканогенных породах и приурочены в основном к зонам межпластового дробления и рассланцевания. Жилообразные рудные тела и зоны прожилково-вкрапленного оруденения развиваются в нижних горизонтах месторождений, среди пород среднего и основного состава, в зонах трещиноватости, связанных с крутопадающими разрывными нарушениями. В некоторых случаях наблюдаются переходы жилообразных тел, распространенных в нижних горизонтах, к штокам и линзообразным телам, залегающим в верхних частях месторождений в зонах рассланцевания близ кровли рудоносных пород. Случаи связи между рудными телами различной морфологии довольно отчетливо отмечаются на Шамлугском месторождении.

В отличие от Алавердской группы месторождений, рудные тела в Кафанском рудном поле, представленные жилами и штокверками, залегают в эффузивах и их пирокластах преимущественно умеренно-кислого состава, почти не отличающихся от пород перекрывающей толщи. Таким образом, по физико-механическим свойствам рудовмещающие и перекрывающие породы Кафанского рудного поля почти не разнятся друг от друга. Отсутствие резкого литологического различия между рудовмещающими и перекрывающими породами не благоприятствовали возникновению зон дробления и рассланцевания, как это имело место в Алавердском рудном районе, и пликативные тектонические движения сопровождались лишь образова-

нием многочисленных трещин, которые и предопределили жильную и штокверковую форму рудных тел Кафанского и Шаумян-Халаджского месторождений. Учитывая это обстоятельство, условий для образования рудных штоков и линз, подобно шамлугским и ахтальским, здесь не было.

В Базумском рудном районе к зонам межформационного рассланцевания приурочены линзообразные тела серноколчеданных массивных руд Тандзутского и Чибухлинского месторождений. На участках развития дробления и трещиноватости и в зонах внутрiformационного рассланцевания локализуются обычно прожилково-вкрапленные руды и отдельные жилкообразные тела Тандзутского, Чибухлинского (Чернореченского и Желтореченского) месторождений и Чернореченского полиметаллического проявления. При этом, элементы залегания рудных тел в общем совпадают с направлением зон рассланцевания и дробления. Простирание и тех, и других широтное (серно- и медноколчеданные тела) или северо-западное (жилы и прожилки полиметаллических руд) при крутом падении в подавляющем большинстве случаев в южные румбы.

4. Породы, слагающие участки отдельных рудных полей и месторождений, как правило, подвергнуты гидротермальным изменениям: серицитизации, хлоритизации, пиритизации, иногда карбонатизации и огипсованию. Эти типы гидротермального изменения пород в различных рудных полях проявлены в различной степени, однако общий характер изменения остается более или менее постоянным. Вмещающие породы превращены обычно в пропилиты, во вторичные кварциты; последние представлены среднетемпературными фациями-монокварцитами и серицитсодержащими кварцитами с подчиненной ролью типичных для них минералов - алунита, диккита и пиррофиллита.

Образование вторичных кварцитов и пропилитов связано с проявлением вулканической деятельности и предшествует процессам рудообразования и сопровождает их. С рудоотложением отчетливую связь обнаруживают продукты более низкотемпературной ступени метасоматоза, которые характеризуются локальной приуроченностью к рудоконтролирующим структурам. Вблизи рудных тел развиваются кварц, иногда хлорит и серицит. При этом интересно отметить, что серно-медноколчеданное оруденение сопровождается зоной окварцевания и хлоритизации, а полиметаллическое - преимущественно серицитизации и карбонатизации.

Наиболее интенсивно метасоматические процессы проявляются в Базумском рудном районе. Вмещающие породы на участках месторождений гидротермально интенсивно изменены. Вторичные кварциты представлены среднетемпературными фациями — монокварцитами, диаспоровыми, алунитовыми, пиррофиллитовыми и серицитовыми кварцитами с постоянной примесью пирита и наиболее отчетливо прослеживаются на Танзутском месторождении и на Чернореченском серноколчеданном участке. Наряду с этим широко развит процесс пропилитизации — эпидотизации, хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и пиритизации вулканогенных пород. Пропилиты особенно характерны для андезитовых порфиров, их туфов и туфобрекчий. Пространственная приуроченность пропилитов и вторичных кварцитов к районам распространения субвулканических интрузивных тел и их развитие в основном в умеренно-кислых вулканогенных породах, а также присутствие алунита, пиррофиллита и др. в минеральных фациях вторичных кварцитов свидетельствуют о том, что образование этих метасоматических пород тесно связано с проявлением средне-эоценовой вулканической деятельности.

5. Процессы гидротермального изменения вмещающих пород и рудоотложения носили непрерывно-прерывистый характер и протекали в условиях постепенного понижения температуры, давления и изменения концентрации компонентов в гидротермальных растворах и вмещающих породах. В связи с изменением физико-химических условий среды на различных стадиях минерализации менялся состав руд, как и характер гидротермальной переработки рудовмещающих пород.

Для месторождений Алавердского рудного района выделяется пять стадий рудоотложения. Нередко проявления различных стадий минерализации размещены в одних и тех же структурах, что объясняется унаследованностью последних на различных этапах деформации.

Установление последовательности формирования минеральных ассоциаций отдельных стадий минерализации иногда усложняется явлениями телескопирования рудоотложения или процессами замещения ранних более поздними минеральными ассоциациями. Вместе с тем, в пределах отдельных месторождений наблюдается первичная вертикальная зональность в распределении различных типов руд. Эта зональность заклю-

чается в том, что в нижних горизонтах распространено серноколчеданное и серно-медноколчеданное оруденение, которое через медно-цинковые руды в верхних горизонтах сменяется полиметаллическими и баритовыми телами.

В пределах Кафанского рудного поля смена одних минеральных ассоциаций другими в пространстве и во времени происходит в соответствии с шестью последовательными стадиями минерализации.

Обзор парагенетических ассоциаций минералов и последовательности их образования позволяет заключить, что возникновение сульфидов меди и железа — халькопирита и пирита в начальные стадии рудного процесса было обусловлено довольно высокой концентрацией серы в растворах. Дальнейшее повышение концентрации этого элемента приводит к образованию весьма интересных парагенезисов пирита соответственно с борнитом, халькозином и ковеллином. Появление в кафанских рудах энаргита позволяет судить об изменении окислительно-восстановительного потенциала среды. Известно, что энаргит, в котором мышьяк представлен наиболее окисленной формой — пятивалентным катионом, образуется в более окислительных и низкотемпературных условиях, чем многие другие сульфиды. Дальнейшее окисление рудоносных растворов происходит в связи с появлением в них в близповерхностных условиях сильного аниона $[SO_4]^{2-}$.

Во взаимодействии с вмещающими породами кислые растворы нейтрализуются и в результате происходит выпадение из них гипса, ангидрита и других сульфатов. Весь этот процесс рудоотложения довольно отчетливо фиксируется на Кафанском и Шаумян-Халаджском месторождениях.

На месторождениях Базумского рудного района (Тандзут и Чибухлы) промышленно интересной является серноколчеданная стадия, которая сменяется менее развитыми медноколчеданной и полиметаллической стадиями минерализации. В этом районе особенно отчетливо отмечается пространственная приуроченность колчеданного оруденения к субвулканическим интрузиям липаритовых порфиров.

6. Колчеданные месторождения Армении размещены, в основном, в двух разновозрастных, но весьма сходных по литологическим свойствам слагающих пород вулканогенно-осадочных толщах. Эти толщи, сложенные кварцевыми андезито-

дацитовыми, липаритовыми порфирами, андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и секущими их субвулканическими интрузиями, объединяются в самостоятельную формацию, которая характеризуется повторяемостью в однотипных структурах разного (юрского и эоценового) возраста. Несмотря на то что колчеданные месторождения Алаверди - Кафанской зоны относятся к юрскому, а Базумского рудного района - к эоценовому возрасту, все же они по составу вмещающих пород и характеру их гидротермальных изменений, структурному контролю оруденения, морфологии рудных тел, текстурно-структурным особенностям и минеральному составу руд, а в целом по условиям образования очень близки между собой.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ

Данный раздел посвящен геохимической характеристике руд колчеданной формации Армении – обзору некоторых закономерностей распределения и концентрации химических элементов в отдельных типах руд с выявлением связи элементов-примесей с теми или иными минералами.

Геохимическая характеристика руд колчеданной формации в целом приводится на примере наиболее крупных месторождений Алавердского, Кафанского и Базумского рудных районов.

При освещении вопросов распределения, концентрации и миграции химических элементов в серноколчеданных, медно-колчеданных, полиметаллических и баритовых рудах использованы результаты многочисленных спектральных и химических анализов мономинеральных фракций и руд.

Результаты спектральных анализов всех главных рудослагающих минералов колчеданной формации сведены в таблице (рис. 58).

Из приложенной таблицы нетрудно заметить, что колчеданные руды содержат повышенные концентрации Cu , Pb , Ag , Sb , Bi , As , Zn , Cd , Te , Ge , Ga , In , Sr , Ba , Au , а также S и Se .

Для колчеданной формации менее характерны Mn , Ni , Co , Ti , V , Cr , Mo , Tl , Sn , которые или отсутствуют вовсе, или отмечаются в близкларковых количествах.

Из благородных и редких элементов в колчеданных рудах наиболее часто отмечаются Ag , Au , Cd , Se , Te , Ge , содержание которых в соответствующих типах руд обычно

повышенное.

Среди установленных элементов, кроме S, Cu, Zn, Pb, Ba, определяющих реальную или потенциальную ценность соответствующих месторождений, имеют или могут иметь практическое значение следующие благородные, редкие и рассеянные элементы: Au, Ag, Cd, Se, Te и Ge.

Элементы, присутствующие в колчеданных рудах, по форме нахождения могут быть подразделены на следующие группы:

1. Элементы, образующие собственные минералы: Fe, Cu, Zn, Pb, As, Ag, Au, Bi, Sn, Te, Ge, а также Ba, Ca и F. Перечисленные элементы, в свою очередь, подразделяются на: а) ведущие элементы, определяющие промышленную ценность руд месторождений (Cu, Zn, Pb, Ba) и б) второстепенные элементы (Ag, Sn, As, Bi, Te).

Элементы этой группы представлены частью самостоятельными минералами, частью в виде изоморфной примеси.

2. Элементы-примеси в минералах элементов предыдущей группы: Mn, Co, Ni, V, Cr, Mo, Cd, Tl, Ga, In, Se.

Кадмий в повышенных содержаниях присутствует в сфалеритах в силу известного изоморфного соотношения Cd^{2+} и Zn^{2+} ; Se - в сульфидах благодаря близости радиусов ионов Se^{2-} и S^{2-} ; Te - в тех же сульфидах и сульфосолях в виде примеси благодаря посреднической роли Se или в форме самостоятельных минералов-теллуридов.

Перейдем к рассмотрению вопроса содержания и распределения тех основных, редких и рассеянных элементов, которые связаны с процессами рудообразования. Описание отдельных элементов приводится согласно периодической системе Д.И. Менделеева. При этом редкие и рассеянные элементы выделяются в отдельную группу и описываются после обзора основных рудообразующих элементов.

Характер распределения элементов в колчеданных рудах

Сера в колчеданных рудах является широко распространенным элементом и основной составной частью сульфидов, сульфосолей. Наиболее широко развита сульфидная сера, входящая в состав различных сульфидов, реже сульфосолей. Подчиненным развитием пользуется сульфатная сера,

⊖ 0,0001-0,001 % ⊕ 0,001-0,01 % ⊖ 0,01-0,1 % ⊙ 0,1-1,0 % ● >1,0 % и целые % ~ Элемент не обнаружен или не определен

Рис. 58

образование которой связано с завершающими (ангидрит-гипсовой и баритовой) стадиями минерализации.

Минеральные ассоциации, развитые на месторождениях колчеданной формации, показывают, что концентрация ионов серы в растворах в ранние стадии минерализации была сравнительно более высокой, чем в поздние стадии, в которых она падает и достигает минимума. Сказанное подтверждается средними содержаниями серы в различных типах руд. Так, например, по данным многочисленных химических анализов проб, среднее содержание серы в серноколчеданных рудах Тандзутского, Чибухлинского и серно-медноколчеданных рудах Шамлугского, Ахтальского и Кафанского месторождений колеблется в пределах 20-24%, а в полиметаллических рудах Ахталы и Шаумяна-Халаджа составляет 15-16%. Наиболее высокие содержания серы отмечаются в рудах Тандзутского и Чибухлинского серноколчеданных месторождений.

Титан в виде четырехвалентного катиона — Ti^{4+} входит в состав рутила (Тандзут, Чибухлы) и многих породообразующих минералов. В различных сульфидах и сульфосолях присутствуют в рассеянном состоянии и только в рудах Тандзутского и Чибухлинского месторождений он встречается в виде самостоятельного минерала — рутила.

По данным полуколичественных спектральных анализов, концентрация титана в главнейших рудообразующих минералах месторождений Алавердского и Кафанского рудных районов возрастает следующим образом: Алаверди — сфалерит-халькопирит — пирит; Шамлуг — галенит — сфалерит — халькопирит — пирит; Ахтала — галенит — халькопирит — пирит — сфалерит — борнит; Кафан — пирит — энаргит — халькопирит и Шаумян-Халадж — халькопирит — сфалерит — пирит — галенит.

Ванадий в породах и рудах отдельных месторождений отмечается в рассеянном состоянии. Спектрально ванадий устанавливается в интрузивных, эффузивных и жильных породах и весьма редко — в некоторых рудных минералах.

В порфиритах, дайках габбро-диоритов и диабазовых порфиритов элемент распространен и распределен довольно однообразно: содержание его, по данным 27 анализов, составляет от 0,01 до 0,03%.

В различных интрузивных породах из Кохбского, Чочкан-

ского, Ахпатского, Банушского, Цавского массивов содержание ванадия составляет 0,001-0,003% (25 анализов). Содержание элемента несколько повышается (до 0,01%) в гранодиоритах Чочканской интрузии.

Содержание ванадия в субвулканических кварцевых дацитовых и плагиолипаритовых порфирах из различных рудных районов, по данным 32 анализов, составляет от 0,003 до 0,01%. Гидротермально измененные разности этих пород характеризуются нижекларковыми содержаниями элемента, не превышающими $1 \cdot 10^{-4}$ %.

В рудообразующих минералах установлено: а) отсутствие ванадия в сфалеритах и галенитах из различных месторождений, б) наличие элемента (не более $3 \cdot 10^{-3}$ %) в пиритах из Чибухлинского месторождения, а также в некоторых пробах халькопирита, борнита и барита из Ахтальского месторождения. В пиритах Алавердского, Шамлугского и халькопиритах и энаргитах Кафанского месторождений содержание элемента примерно одного порядка и составляет $1 \cdot 10^{-4}$ %.

По данным химических анализов, в рудах Кафанского месторождения содержание V_2O_5 в штокверках составляет от 0,005 до 0,025%, а в жильной массе - от 0,003 до 0,04%.

На основании вышеизложенного можно допустить, что в различных типах руд ванадий изоморфно находится лишь в железосодержащих минералах. Об этом свидетельствует его наличие в некоторых пиритах, халькопиритах и борнитах и полное отсутствие в сфалеритах и галенитах. Собственные минералы ванадия в рудах колчеданной формации не установлены.

Хром по своему характеру распределения в рудах очень близок к ванадию, с той лишь разницей, что элемент является значительно менее характерным, чем ванадий. В породах кислого и умеренно-кислого состава, развитых в пределах рудных полей, количество хрома не превышает $1 \cdot 10^{-3}$ %. В основных породах это содержание несколько повышается и только в пробах из дайки ультраосновного состава (Чибухлинское месторождение) фиксируется максимальное количество хрома - около 1,0%.

В сульфидных минералах отдельных месторождений хром встречается спорадически и распределен неравномерно. Прежде всего следует отметить отсутствие элемента в халькопиритах, сфалеритах, галенитах, энаргитах и халькозинах.

Исключение составляют халькопириты Алавердского и Кафанского месторождений; в первом случае из 15 мономинеральных проб в двух отмечается присутствие хрома в количестве не более 0,001%, а во втором случае — из 52-х в 8-ми содержание элемента колеблется в пределах 0,01–0,03%. Что же касается пиритов, то здесь картина несколько иная: элемент присутствует почти постоянно в пиритах всех месторождений (за исключением Шаумян-Халаджского). Содержание хрома в них составляет не более 0,001% и повышается до 0,01% в пиритах Тандзутского и Кафанского месторождений.

Здесь же следует отметить, что по данным химических анализов, в рядовой руде штокверка рудника №7–10 Кафанского месторождения содержание Cr_2O_3 составляет 0,03%.

В рудах колчеданной формации хром встречается в нижекларковых содержаниях и только в некоторых пробах пирита (Тандзут, Кафан) и особенно халькопирита (Кафан) его количество находится на уровне кларка. В колчеданных рудах минералы хрома не обнаружены.

Марганец является одним из распространенных элементов почти во всех разновидностях пород и типах руд. В различных по составу породах содержание элемента колеблется в пределах его кларка и составляет в подавляющем большинстве проб 0,03–0,1%. Марганец в виде примеси присутствует почти постоянно в составе сульфидов, сульфосолей и сульфатов колчеданных месторождений.

Концентрация марганца в рудных минералах различных месторождений возрастает примерно в следующей последовательности: Алаверди-халькопирит-пирит-сфалерит; Шамлуг-галенит-пирит-сфалерит-халькопирит; Ахтала-халькопирит-галенит-борнит-пирит-сфалерит; Кафан-пирит-борнит-халькопирит и Шаумян-Халадж-пирит-халькопирит-сфалерит. Приведенные ряды показывают, что в общем наибольшей концентрацией марганца характеризуются сфалериты серно-медно-колчеданных и полиметаллических руд. Вместе с тем сравнительно низкие содержания элемента фиксируются в пиритах и халькопиритах.

Соотношение марганца с железом для некоторых минералов приведено в табл. 23.

Железо является широко распространенным элементом в пороодо- и рудообразующих минералах. Элемент в виде двух

и трехвалентных катионов входит в состав самых различных минералов.

В рудах различных месторождений основные концентрации железа связаны с такими распространенными минералами, как пирит, халькопирит, борнит. Элемент также является составной частью менее распространенных в рудах колчеданной формации минералов железа — магнетита и гематита. Вместе с тем, железо в виде примеси, в том или ином количестве (от 0,001 до 3,0%) отмечается в сульфидах — сфалерите, галените, халькозине, ковеллине, сульфосолях — энаргите, теннантите, тетраэдрите, люцоните, сульфатах — барите, ангидрите, гипсе и др.

Характерной чертой поведения железа в колчеданных рудах является его приуроченность в виде двух- и трехвалентных катионов исключительно к сульфидам. Концентрация железа в рудоносных растворах доходила до своего максимума в ранние — серноколчеданные и медноколчеданные стадии минерализации. В последующие стадии содержание железа в растворах сильно уменьшается.

Таблица 23

Соотношение марганца и железа в минералах

Месторождение	Минералы	Mn : Fe
Алаверди	Сфалерит	1:10 1:100
Шамлуг	Сфалерит	1:10 1:100
Ахтала	Сфалерит	1:10 1:100
	Галенит	1:100 1:1000
	Сфалерит	1:10
	Энаргит	1:50 1:100
Кафан	Халькозин	1:100
	Ковеллин	1:1000
Шаумян-Халадж	Сфалерит	1:10
	Галенит	1:10 1:100
Чибухлы	Сфалерит	1:100

Содержание железа, по данным химических анализов, в серноколчеданных рудах (Тандзут, Чибухлы) колеблется в пределах от 20,17 до 40,92%, в серно-медноколчеданных рудах (Алаверди, Шамлуг, Кафан, Чибухлы) от 8,93 до 30,06%, а в полиметаллических рудах (Ахтала, Шаумян-Халадж) — от 2,32 до 14,72%.

Большое разнообразие соединений железа и условия их

нахождения в породах и рудах отдельных месторождений свидетельствуют о том, что на протяжении всего процесса рудообразования происходит значительный вынос элемента растворами. В процессе формирования руд, как полагает И.Г.Магакян, часть железа заимствуется из вмещающих пород.

Кобальт в виде самостоятельного минерала — линнеита в незначительном количестве отмечен только на Чибуклинском месторождении. Элемент в различных рудах колчеданных месторождений и породах находится в рассеянном состоянии.

В интрузивных, эффузивных и субвулканических породах содержание кобальта почти постоянно колеблется в пределах 0,001–0,003% и только в порфиритах Кафанского рудного района оно повышается до 0,03%.

Поведение кобальта в сульфидных минералах несколько иное: элемент фиксируется преимущественно в пиритах, сподурически — в халькопиритах и полностью отсутствует в сфалеритах, галенитах, борнитах, энаргитах, халькозинах и сульфатах. В пиритах и халькопиритах содержится обычно 0,001–0,003, иногда до 0,005% кобальта. Несколько повышенная концентрация элемента характерна для отдельных мономинеральных проб пирита из Шамлугского, Ахталского, Кафанского, Тандзутского и Чибуклинского месторождений (0,003–0,01%), а также для халькопирита из Шамлугского и Кафанского месторождений (0,01–0,03). Наиболее высокое содержание элемента в количестве 0,03–0,1% отмечается в двух пробах кафанского пирита. Для описываемых руд элемент не типичен.

Никель, являясь характерным элементом пород основного и ультраосновного состава, в интрузивных, эффузивных и субвулканических образованиях, развитых в пределах рудных полей, находится в состоянии рассеяния в количестве от 0,001 до 0,003%. Некоторое повышение содержания элемента происходит в ряду: диабазовые порфириты (0,003–0,01%) — габбро — диориты (~0,1%) — габбро — пироксениты (~0,3%).

Характер распределения никеля в сульфидных минералах примерно такой же, как кобальта: элемент в том или ином количестве присутствует в пиритах и халькопиритах и почти полностью отсутствует в сфалеритах и галенитах. Элемент в железосодержащих сульфидах находится в рассеянном сос-

тоянии. Самостоятельные минералы никеля (миллерит, мелонит) в колчеданных рудах пользуются весьма незначительным распространением.

В большинстве проанализированных проб сульфидных минералов содержание никеля не более 0,003%. Сравнительно повышенные концентрации элемента устанавливаются в отдельных пробах пиритов и халькопиритов из Шамлугского, Ахтальского и Кафанского месторождений; содержание никеля в них составляет 0,01–0,03% и в исключительных случаях доходит до 0,1–0,3% (Ахтала).

В табл. 24 приведены соотношения никеля с кобальтом в различных по составу породах и минералах (пиритах и халькопиритах).

Таблица 24

Соотношения никеля и кобальта
в породах и минералах

Месторождение	Породы и минералы	Ni : Co
Шамлуг	Кварцевые, дацитовые и плагиолипаритовые порфиры	1:1
	Гранодиориты, кварцевые диориты	1:1
	Диабазовые порфириты	3:1
	Габбро-диориты	10:1
	Габбро-пироксениты	100:1
	Пирит	1:1, 1:3
Ахтала	Халькопирит	1:3, 1:10
	Пирит	1:1, 3:1, 10:1
Кафан	Халькопирит	1:1 1:3
	Пирит	1:1, 1:5
Тандзут	Халькопирит	1:1, 1:3
	Пирит	1:1, 1:10

Эти данные, в частности, указывают на изменение соотношений в сторону увеличения содержания никеля в основных породах.

Приуроченность сравнительно повышенных содержаний элемента к пиритам отдельных месторождений обусловлена

изоморфизмом между никелем и двухвалентным железом — близостью значений их ионных радиусов (Fe^{2+} 0,83 Å, Ni^{2+} 0,78 Å).

Медь пользуется весьма широким распространением и является основным промышленно-ценным компонентом колчеданных руд.

Главная часть меди в форме одно- и двухвалентных катионов входит в состав многих сульфидов, сульфосолей, а также окислов, сульфатов, карбонатов, силикатов и других минералов, образование которых обусловлено эндогенными и экзогенными процессами. Почти постоянное присутствие элемента в сфалеритах, галенитах, пиритах и других минералах следует объяснить наличием в них мелких включений халькопирита, борнита, халькозина, энаргита, теннантита, станнина, ковеллина, медно-висмутовых минералов, устанавливаемых под микроскопом.

Спектроскопическим методом высокие концентрации меди фиксируются в пиритах Шамлуга, Ахталы и Кафана (до 1,0%, иногда >1,0%), в сфалеритах Алавердской и Кафанской групп месторождений (0,1–1,0%), в галенитах Кафана (до 1,0%). Сравнительно низкие содержания меди характерны для баритов Шамлуга и Ахталы (0,01–0,03%) и для алавердских гипсов (~0,001%). Максимальный вынос меди рудными растворами происходит в медноколчеданную стадию, вместе с тем небольшие количества металла выносятся как в более ранние (серноколчеданная), так и поздние (медно-мышьяковая, полиметаллическая) стадии минерализации.

Процессы окисления и вторичного сульфидного обогащения на колчеданных месторождениях хотя и представлены слабо, но все же о них приходится судить по наличию ряда вторичных минералов — малахита, азурита, халькантита, хризоколлы, а также гипергенных борнита, халькозина, ковеллина.

Что же касается распределения меди в различных породах, то наблюдается некоторое возрастание содержания элемента от основных разновидностей к кислым. В последних количество меди в свою очередь распределяется неравномерно. В гранодиоритах, кварцевых диоритах содержание элемента обычно составляет от 0,003 до 0,01%, в то время как в кварцевых дацитах и плагиолипаритах субвулканической фации оно несколько возрастает и доходит до 0,03–0,1%.

Цинк, являясь характерным элементом для колчеданной формации, широко развит в различных типах руд. Основные концентрации элемента сосредоточены в полиметаллических рудах Ахталы и Шаумян-Халаджа. На Алавердском, Шамлугском, Кафанском, Тандзутском и Чибухлинском месторождениях, в серно- и медноколчеданных рудах известны локальные скопления сфалерита. Этим обусловлено постоянное присутствие цинка в мономинеральных пробах различных сульфидов, сульфосолей и др.

Спектрально наиболее высокое содержание цинка устанавливается в некоторых галенитах, халькопиритах и энаргитах (до 1,0% и более); в пиритах, борнитах, халькозинах и баритах его количество обычно колеблется в пределах от 0,01 до 0,1%. Как правило, цинком бедны пириты Алавердского, Шамлугского, Тандзутского и Чибухлинского, а также халькопириты Кафанского и Чибухлинского месторождений. В них содержится не более 0,01% цинка.

Наличие цинка во многих сульфидах и сульфосолях, особенно в галенитах и халькопиритах, обусловлено присутствием мелких выделений сфалерита. Отмечаемая же небольшая концентрация элемента в пиритах может быть находится в изоморфной форме, в результате замещения железа двухвалентными ионами цинка. Известно, что радиусы ионов двухвалентных Fe^{2+} и Zn^{2+} по своему значению равны и составляют 0,83 Å.

В изученных рудах основная масса цинка находится в виде самостоятельного минерала — сфалерита (Ахтала) и только незначительная часть элемента представлена изоморфной примесью в различных минералах.

В собственно медных рудах количество цинка обычно небольшое. Так, например, в средней пробе Кафанской медной руды содержание цинка составляет 0,03–0,04%. В жилах рудников Хрда, № 1–2 это содержание повышается до 2–3%, что объясняется некоторым обогащением медных руд сфалеритом.

Гипергенные минералы цинка в пределах рудных полей встречаются редко. В поверхностных условиях цинковая обманка окисляется и образует сульфат цинка — подвижное, растворимое соединение, которое легко выносится из зоны окисления. Этим объясняется отсутствие сколько-нибудь заметных скоплений вторичных минералов цинка на полиметалли-

Таблица 25

Частота нахождения цинка в минералах
колчеданных месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во, спектр. анали- зов	Число проб с содерж. Zn	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,001- -0,01	0,01- -0,01	>0,1
Алаверди	Пирит	8	6	25	63	12	-
	Халькопирит	15	15	-	14	66	20
Шамлуг	Пирит	22	18	18	55	18	9
	Халькопирит	39	37	5	28	50	17
Ахтала	Пирит	34	32	6	20	56	18
	Галенит	29	29	-	10	24	66
Кафан	Барит	18	10	44	44	22	-
	Пирит	21	19	10	19	61	10
	Халькопирит	52	52	-	56	31	13
	Борнит	6	6	-	66	34	-
	Энаргит	8	8	-	-	25	75
Шаумян	Халькопирит	22	22	-	9	32	59
Халадж	Галенит	11	11	-	9	27	64
Тандзут	Пирит	12	12	-	75	25	-
Чибухлы	Халькопирит	9	9	-	77	23	-

В интрузивных и эффузивных породах цинк отмечается спорадически, лишь в отдельных пробах. Более или менее постоянным содержанием элемента в количестве 0,01% характеризуются кварцевые дацитовые и плагиолипаритовые порфиры.

Мышьяк в рудах колчеданной формации является одним из распространенных элементов и в геохимическом отношении разделяет судьбу меди. Мышьяк в виде трех- и пяти-валентных ионов находится в решетке сульфоарсенита и сульфоарсенатов меди, а также мышьякового колчедана. Теннантит в небольшом количестве постоянно присутствует в рудах колчеданных месторождений, энаргит с люцитом наиболее характерны для руд Кафанского, отчасти Тандзутского месторождений, а арсенопирит в незначительном ко-

личестве отмечается лишь на Алавердском и Ахталском месторождениях.

Изучение характера распределения элемента в различных типах руд показывает, что наиболее заметные концентрации

Таблица 26

Частота нахождения мышьяка в минералах колчеданных месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во спектр. анализов	Число проб с содерж. As	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,001- -0,01	0,01- -0,1	>0,1
Шамлуг	Халькопирит	39	14	64	31	5	-
	Сфалерит	32	16	50	41	9	-
	Пирит	34	29	15	9	23	53
Ахтала	Борнит	8	6	25	25	50	-
Кафан	Пирит	21	15	29	14	57	-
	Халькопирит	52	38	27	13	33	27
Шаумян- Халадж	Халькопирит	22	14	36	-	50	14
	Сфалерит	33	33	30	-	52	18
Тандзут	Пирит	12	9	25	17	58	-

его приурочены к минеральным ассоциациям среднетемпературных, в частности, медноколчеданной, медно-мышьяковой, а также полиметаллической стадий минерализации. Во всех этих случаях намечается весьма тесная связь мышьяка с медью. Вместе с тем следует признать и изоморфную форму нахождения мышьяка в главных сульфидах колчеданных месторождений.

В мономинеральных пробах сульфидов из различных месторождений содержания мышьяка составляют от 0,001 до 0,1%, иногда доходят до 0,3%. Повышенные содержания элемента особенно характерны для халькопиритов и некоторых пиритов.

В различных типах руд мышьяк содержится в следующих количествах:

Таблица 27

Содержание мышьяка в различных типах руд

№№ п/п	Месторождения	Типы руд	Количество химических анализов	Содержание As в %		
				от	до	среднее
1. Тандзут		Серноколчеданный	2	0,17	0,20	0,18
2. Алаверди		Серно-медно-колчеданный	3	0,01	0,24	0,14
3. Шамлуг		Серно-медно-колчеданный	4	0,11	0,33	0,23
4. Кафан		Серно-медно-колчеданный	4	0,04	0,15	0,10
5. Ахтала		Полиметаллический	7	0,03	0,70	0,07

По приведенным данным кларк концентрации мышьяка колеблется в пределах от 80 до 250.

Стронций в рудах колчеданных месторождений пользуется небольшим распространением. Исключение составляют ахталские барито-полиметаллические руды, в которых отмечается максимальное содержание элемента. В мономинеральном барите из Шамлугского и Ахталского месторождений содержится 0,3-1,0 и более 1,0% стронция. Это содержание несколько убывает (0,03-0,1%) в галенитах, сфалеритах и борнитах из указанных месторождений.

Известно, что в геохимическом отношении стронций тесно связан с барием. В рудах он присутствует как постоянная примесь к $BaSO_4$. Самостоятельные минералы стронция не установлены, в связи с чем наличие элемента в некоторых пиритах (Тандзут-0,01-0,03%, Кафан-0,003-0,01%), галенитах, сфалеритах, борнитах, гипсах и вообще в средних пробах руды, следует объяснить тесной ассоциацией с ними барита - основного носителя стронция.

В различных по составу интрузивных, эффузивных и субвулканических породах стронций спектрально фиксируется на грани чувствительности метода (0,001-0,003%).

В смысле заметного содержания элемента некоторый ин-

терес представляют ахталские барито-полиметаллические руды. В хвостах обогатительной фабрики устанавливается $\sim 0,1\% \text{ Sr}$.

Молибден в небольших, изредка заметно превышающих кларковое число количествах обнаруживается в большинстве рудных минералов почти всех месторождений. В сульфидах он является рассеянным элементом, присутствует в качестве примеси.

Пириты из различных месторождений содержат от 0,001 до 0,03% молибдена. В сфалеритах и галенитах количество молибдена составляет от 0,003 до 0,01%, а в халькопиритах элемент отсутствует вовсе. В перечисленных сульфидных

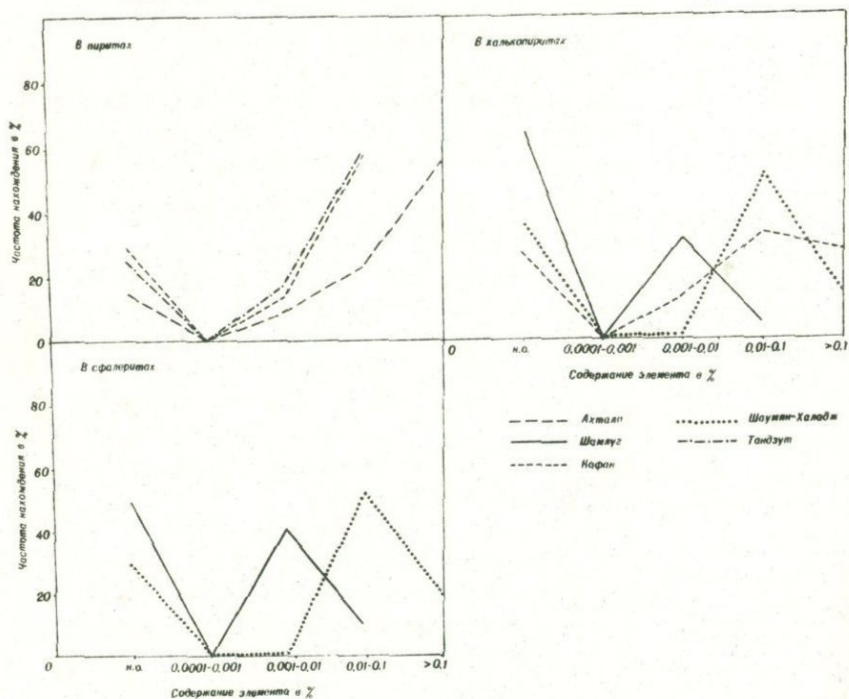


Рис. 59. Диаграммы частоты содержания мышьяка в минералах

минералах молибден отмечается спорадически; такой же характер распределения элемента наблюдается в горных породах, в которых количество его не превышает 0,0003 - 0,001%.

Интересно отметить, что в цинковых и свинцовых концентратах ахталских руд содержится почти постоянно $\sim 0,001\%$ молибдена, в то же время в медных концентратах элемент отсутствует.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что молибден в рудах колчеданной формации находится в состоянии рассеяния, в близкларковых, в ряде случаев несколько более повышенных количествах. Если в первом приближении среднее содержание молибдена в рудах серно-медноколчеданных и полиметаллических месторождений оценить в $0,001\%$, то его концентрацию следует считать близкларковой. Все это позволяет отнести молибден к группе элементов, не характерных для рассматриваемых руд.

Серебро и золото описываются вместе, учитывая сходство их многих геохимических свойств.

Формы нахождения этих двух элементов самые различные, но в колчеданных рудах они распространены главным образом:

а) в виде самостоятельных минералов — самородного золота, самородного серебра, электрума, петцита, аргентита, штромейерита, ялпанта, гессита, стефанита и др., преимущественно в рудах полиметаллической стадии;

б) в диспергированном состоянии и в форме субмикроскопического золота и серебра в сульфидных минералах более ранних стадий минерализации.

Раннее тонкодисперсное или субмикроскопическое золото приурочено обычно к пиритам и халькопиритам серно- и медноколчеданных стадий минерализации. Видимое золото наиболее часто встречается в полиметаллических рудах в тесной ассоциации с сульфидами, сульфосолями и теллуридами. Примерно такое же поведение от ранних стадий минерализации к более поздним характерно и для серебра. В ранних сульфидах элемент находится в рассеянном состоянии, а в последующих выпадает из растворов в виде самородного серебра, сульфидов и теллуридов.

Спектрально серебро устанавливается почти постоянно в сульфидах и сульфосолях всех месторождений: в пиритах содержание элемента составляет $0,003-0,01\%$, халькопиритах — $0,001-0,003\%$, сфалеритах — $0,003-0,01\%$, галенитах — $0,01-0,03\%$, энаргитах — $0,03-0,05\%$, борнитах — $0,1-0,3\%$, иногда $1,0-3,0\%$ (Ахтала, Шамлуг). В перечисленных минералах золото обнаруживается лишь в единичных пробах в пределах чувствительности метода.

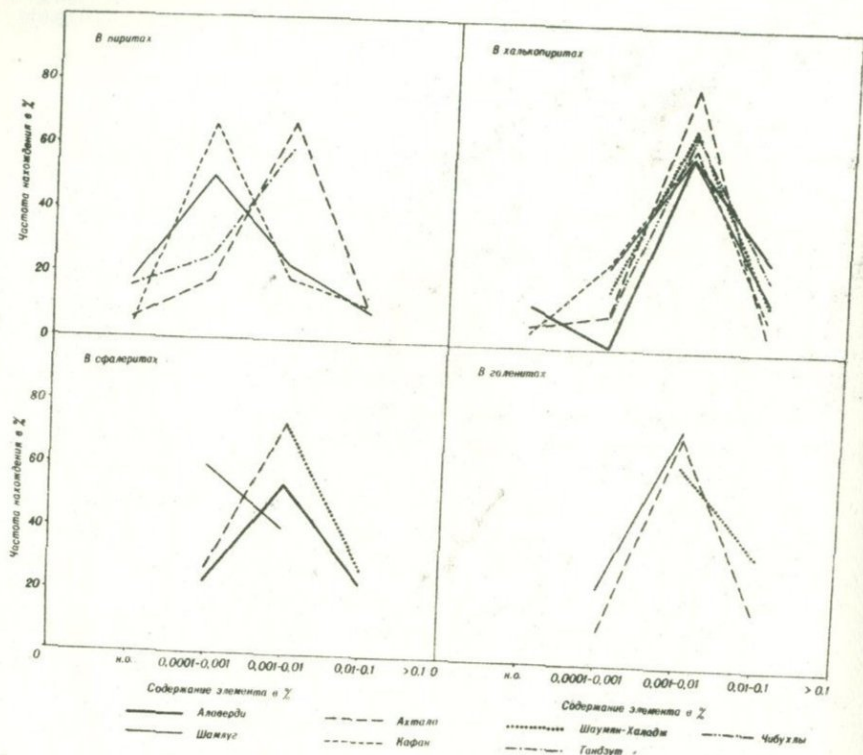


Рис. 60. Диаграммы частоты содержания серебра в минералах

Соотношение золота и серебра в различных типах руд имеет разные значения, но в общем отмечается повышение количества серебра от серноколчеданных к полиметаллическим рудам. Так, для серноколчеданных руд соотношение $Au:Ag$ составляет в среднем 1:7, для медноколчеданных руд - 1:15, а в полиметаллических рудах оно в среднем 1:50.

Приведенные данные показывают, что оба элемента являются характерными для колчеданных руд и существенная разница между отдельными типами в смысле золотоносности и сереброносности заключается только в количественном соотношении благородных металлов.

Таблица 28

Частота нахождения серебра в минералах колчеданных месторождений

Место рожде- ния	Минералы	Кол-во спектр. анали- зов.	Число проб с со- держ. Ag	Частота нахождения в % не обн.	Частота нахождения в %			
					0,0001- -0,001	0,001- -0,01	0,01- -0,1	>0,1
Алаверди	Халькопирит	15	13	13	-	60	27	-
	Сфалерит	13	13	-	23	54	23	-
Шамлуг	Пирит	22	18	18	50	23	9	-
	Халькопирит	39	39	-	25	60	15	-
Ахтала	Сфалерит	32	32	-	60	40	-	-
	Галенит	12	12	-	25	75	-	-
	Пирит	34	32	6	18	67	9	-
	Халькопирит	32	30	6	10	81	3	-
	Сфалерит	48	48	-	27	73	-	-
	Галенит	29	29	-	10	73	17	-
	Борнит	8	8	-	-	-	62	38
	Барит	18	15	17	72	11	-	-
Кафан	Пирит	21	20	5	66	19	10	-
	Халькопирит	52	50	4	26	62	8	-
	Борнит	6	6	-	-	48	52	-
Шаумян	Халькопирит	22	22	-	18	68	14	-
Халадж	Сфалерит	33	33	-	-	73	27	-
	Галенит	11	11	-	-	64	36	-
Тандзут	Пирит	12	10	16	25	59	-	-
Чибухлы	Халькопирит	9	9	-	11	67	22	-

Следует заметить, что: 1) по содержанию золота тандзутские и чибухлинские серноколчеданные руды приближаются к медноколчеданным рудам Алавердского, Шамлугского и Кафанского месторождений. Содержание же серебра в серноколчеданных рудах в 1,5-2 раза ниже, чем в медноколчеданных рудах Алавердского и Кафанского месторождений; 2) при почти одинаковом содержании золота в медноколчеданных рудах Шамлугского и Кафанского месторождений, количество серебра в рудах последнего примерно втрое выше, чем на

Шамлуге; 3) алавердские, ахталские и тандзутские полиметаллические руды характеризуются примерно одинаковыми содержаниями золота, что приблизительно втрое ниже, чем в полиметаллах Шамлуга и Шаумян-Халаджа. Что же касается серебра, то содержание его в рудах Алавердской группы месторождений и Шаумян-Халаджа в 3-4 раза превышает количество металла в аналогичных рудах месторождений Тандзут и Чибухлы.

Хотя в ряде случаев в колчеданных рудах Базумского района отмечаются несколько повышенные содержания благородных металлов, все же их потенциальные возможности по сравнению с рудами месторождений Алаверди - Кафанской зоны ограничены. Среди колчеданных месторождений основным источником для попутного извлечения серебра и золота в настоящее время являются руды Кафана, Шамлуга и Ахталы.

В интрузивных, жильных и субвулканических породах содержание серебра в общем не превышает $1 \cdot 10^{-4}\%$, но вместе с тем повышается до $1 \cdot 10^{-3}\%$ в тандзутских, чибухлинских, кафанских кварцевых дацитовых и шамлугских плагиолипаритовых порфирах.

Олово в рудах колчеданных месторождений отмечено в виде самостоятельных минералов - станнина и, в одном случае, касситерита. Станнин в незначительном количестве и почти постоянно присутствует в различных типах руд, а касситерит в виде единичных зерен отмечен на Ахталском месторождении.

В небольших, реже превышающих кларковое число, количествах олово обнаруживается в некоторых рудных минералах. Пириты олова не содержат; исключения составляют тандзутские пириты, в единичных пробах которых отмечается $\sim 0,001\% \text{ Sn}$. В халькопиритах, сфалеритах и борнитах это содержание несколько возрастает и достигает $0,003-0,01\%$, а наиболее высокая концентрация элемента отмечается в кафанских энаргитах, в которых количество его составляет от $0,03$ до $0,1\%$. По данным химических анализов, в колчеданных рудах содержание олова не превышает $0,001\%$.

В различных по составу породах, слагающих районы рудных полей, олово отмечается спорадически в количествах не превышающих $0,001\%$.

Таблица 29

Частота нахождения олова в минералах колчеданных
месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во, спектр. анали- зов	Число проб с содер- жан. Sn	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,0001- -0,001	0,001- -0,01	0,01- -0,1
Кафан	Халькопирит	52	4	92	8	-	-
	Борнит	6	2	66	-	34	-
	Энаргит	8	8	-	-	63	37
Шаумян	Халькопирит	22	15	32	23	45	-
Халадж	Сфалерит	33	20	40	54	6	-
Тандзут	Пирит	12	2	83	17	-	-

В заключение можно отметить, что в колчеданных месторождениях элемент фиксируется в близкларковых содержаниях и для формации в целом не типичен.

Сурьма обнаруживается во многих рудах и их минералах как в виде минералов - тетраэдрита, реже стефанита, полибазита, так и в качестве примеси в сульфосолях и сульфидов.

Во всех главных сульфидных минералах содержание сурьмы колеблется в пределах 0,003-0,01%, но в отдельных случаях превышает 0,1%, а в энаргитах достигает целых процентов. Возрастание концентрации сурьмы наблюдается в ряду: пирит-сфалерит-халькопирит-галенит-борнит-энаргит.

Так, в пиритах серно-медноколчеданных месторождений содержится 0,01-0,03% сурьмы, а в пиритах полиметаллических руд - 0,03 - 0,1%. В сфалеритах, халькопиритах, галенитах и борнитах при некотором колебании, содержание элемента не превышает 0,1%. В виде исключения в отдельных пробах халькопирита и сфалерита из Кафанского и Шаумян-Халаджского месторождений количество сурьмы возрастает до 0,3-0,5%. Максимальное содержание элемента отмечается в кафанских энаргитах (1,0-3,0%). Интересно отметить, что в ахтальском медном концентрате содержится ~ 0,1%, а в свинцовом концентрате - от 0,3 до 1,0% сурьмы.

В интрузивных, эффузивных, жильных и субвулканических образованиях сурьма, как правило, не фиксируется.

По характеру распределения в рудах отдельных месторождений сурьма проявляет много общих черт с серебром. Элемент, так же как серебро, накапливается в более поздних стадиях минерализации.

О закономерном накоплении сурьмы в относительно низкотемпературных парагенезисах довольно отчетливо подчеркнуто в работах А. Е. Ферсмана (1934, 1937, 1939), Г. Берга (1937) и др. Согласно представлениям А. Е. Ферсмана, отложение сурьмы происходит при температуре 200–50°С и, в этом отношении, элемент очень близок к серебру.

Таблица 30

Частота нахождения сурьмы в минералах колчеданных месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во, спектр. анали- зов.	Число проб с со- держ. Sb	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,001– –0,01	0,01– 0,1	> 0,1
Шамлуг	Халькопирит	39	26	33	25	42	–
	Сфалерит	32	20	37	43	20	–
Ахтала	Пирит	34	26	23	53	24	–
	Халькопирит	32	24	25	75	–	–
	Сфалерит	48	30	38	58	4	–
	Галенит	29	29	–	72	28	–
	Борнит	8	8	–	37	63	–
Кафан	Пирит	21	13	38	62	–	–
	Халькопирит	52	14	73	4	21	2
	Борнит	6	4	33	67	–	–
	Энаргит	8	8	–	–	25	75
Шаумян	Халькопирит	22	17	23	64	13	–
Халадж	Сфалерит	33	25	24	64	12	–

Руды колчеданной формации в части поведения и распределения сурьмы повторяют примерно вышеотмеченные тенденции. Здесь заметные концентрации элемента приурочены к минеральным ассоциациям и отдельным минералам, образующимся в относительно низкотемпературные стадии мине-

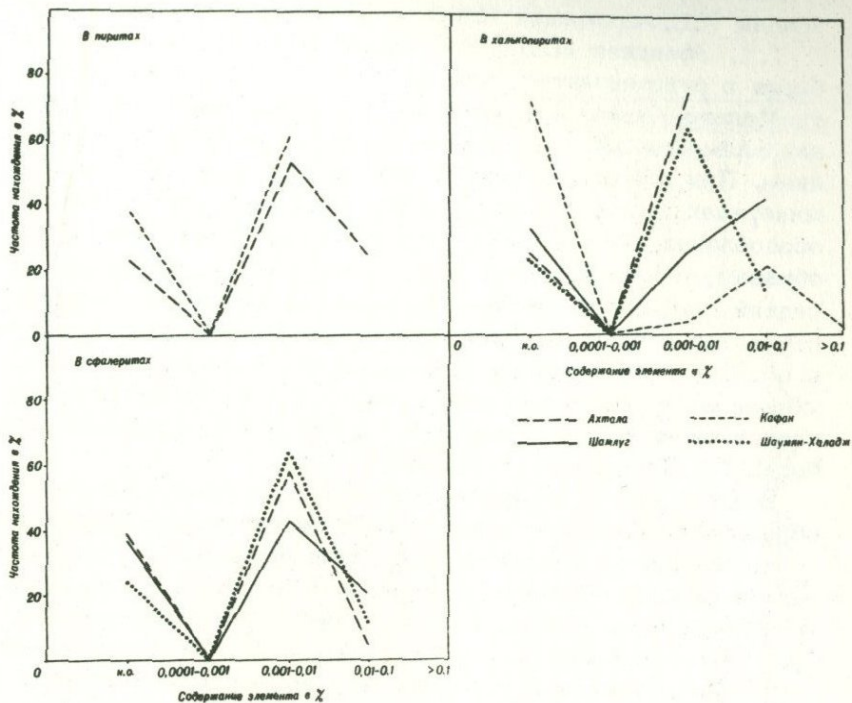


Рис. 61. Диаграммы частоты содержания сурьмы в минералах

рализации. Кларк концентрации элемента в колчеданных рудах составляет 250-1000, что позволяет считать сурьму характерным элементом для данной формации.

Барий широко распространен в рудах колчеданных месторождений и образует баритовые скопления промышленного значения. Значительное развитие барита в этих рудах может считаться особенностью колчеданной формации. В отличие от последней, в месторождениях медно-молибденовых руд Памбак-Зангезурской зоны барит пользуется подчиненным распределением.

Барит в рудах серно-медноколчеданных и полиметаллических месторождений является не только одним из главных жильных минералов, но и обособляется, особенно на Ахтальском месторождении, в виде линзообразных и пластообразных залежей мощностью 3 и более метров.

Изоморфные соотношения калия и бария теоретически обоснованы А.Е.Ферсманом (1936) и В.М.Гольдшмидтом (1938).

Г.Х. Эфендиев (1957) на основании изучения поведения бария в рудомагматических комплексах северо-восточной части Малого Кавказа, допускает, что накопление или рассеяние элемента зависит от степени насыщенности магмы калием. При обогащенности ее калием барий рассеивается в минералах калия. В обратном случае создаются условия для обособления, а тем самым и для концентрации бария. Таким образом, в магме, менее обогащенной калием, сходный с ним редкий компонент магмы — барий в значительной степени переходит в рудные отщепления и, концентрируясь, приводит к образованию бариевых минералов. Роль этого явления в образовании баритовых месторождений в среднеюрском комплексе вулканогенных пород Грузии подробно освещена в работах Г.С.Дзоценидзе (1943, 1948).

В колчеданной формации Армении роль этого явления в образовании баритового оруденения может быть объяснена с точки зрения парагенетической связи последнего с вулканизмом в смысле общности родоначального очага. По данным многочисленных анализов (С.Б.Абовян, Г.П. Багдасарян и др., 1962), для кварцевых дацитовых и липарито-дацитовых порфиров, развитых в пределах Алаверди-Кафанской зоны и Базумского рудного района, характерно в общем постоянное преобладание натрия над калием. В этих субвулканических интрузиях соотношение $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ составляет 1,5:1. Можно допустить, что и в данном случае пониженное содержание калия способствовало обособлению и концентрации бария, что, в свою очередь, приводило к образованию барита в колчеданных месторождениях Армении. При этом наибольшая концентрация бария как в серно-медноколчеданных, так и полиметаллических месторождениях связана с завершающими стадиями рудоотложения.

В отношении содержания бария в рудах и отдельных минералах можно отметить следующее: присутствие бария в количестве 0,03–0,1% отмечается почти во всех сульфидах и сульфосолях, что примерно соответствует его кларку. Повышенные концентрации элемента (0,3–1,0%) характерны особенно для халькопиритов, сфалеритов и галенитов Алавердской группы месторождений. Это обстоятельство объясняет

Таблица 31

Частота нахождения бария в минералах колчеданных
месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во спектр. анали- зов	Число проб с со- держ. Ba	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,001- -0,01	0,01- -0,1	>0,1
Алаверди	Пирит	8	2	75	25	-	-
	Халькопирит	15	7	54	33	13	-
	Гипс	4	3	25	75	-	-
Шамлуг	Пирит	22	13	41	31	14	14
	Халькопирит	39	26	34	20	38	8
	Сфалерит	32	27	16	-	34	50
	Галенит	12	8	33	-	-	67
Ахтала	Пирит	34	34	-	18	26	56
	Халькопирит	32	25	22	-	38	40
	Сфалерит	48	38	21	25	21	33
	Галенит	29	21	27	52	21	-
	Борнит	8	8	-	63	12	25
Кафан	Пирит	21	6	71	29	-	-
	Халькопирит	52	11	79	21	-	-
	Борнит	6	2	66	34	-	-
Шаумян-	Пирит	7	3	57	43	-	-
Халадж	Халькопирит	22	8	63	37	-	-
Тандзут	Пирит	12	4	67	33	-	-
Чибухлы	Пирит	16	3	81	19	-	-
	Халькопирит	9	2	78	22	-	-

ся сравнительно широким развитием барита в рудах указанной группы месторождений, как в качестве жильного минерала, так и в виде самостоятельных скоплений.

Свинец в рудах данной формации является широко распространенным элементом и встречается в виде самостоятельных минералов. В первичных рудах относительно широким развитием пользуется галенит, который встречается на всех колчеданных месторождениях. Вместе с сульфидом и в тесной ассоциации с ним в небольшом количестве встречается алтаит, а в резко подчиненном - галеновисмутит и

иорданит. В зоне окисления обычны небольшие скопления англезита и церуссита.

В ходе процесса рудоотложения минералы свинца выпадают в поздние — сравнительно низкотемпературные стадии минерализации.

Присутствие свинца в том или ином количестве почти постоянно фиксируется во многих сульфидных минералах. Повышенное содержание свинца в некоторых сульфидах и сульфосолях, а также в ахталских баритах следует объяснить присутствием в них субмикроскопических включений галенита.

Наиболее низкие содержания свинца обнаруживаются в тандзутских и чибухлинских серноколчеданных рудах (от 0,01 до 0,05%). Концентрация элемента несколько повышается в медноколчеданном типе руд (от 0,04 до 0,15%) и достигает своего максимума в полиметаллах (1,75–1,97% в среднем). Кларк концентрации в указанных типах руд соответственно составляют: 10–30, 30–100 и 1000–1200.

Свинец в виде сульфида является одним из основных рудослагающих минералов колчеданно-полиметаллических месторождений (Ахтала, Шаумян-Халадж) и второстепенным, но постоянно присутствующим компонентом медноколчеданных (Алаверди, Шамлуг, Кафан) и серноколчеданных (Тандзут, Чибухлы) руд.

Закономерности распределения редких и рассеянных элементов

Галлий, как типичный рассеянный элемент, связан главным образом с минералами алюминия и сульфидами цинка. Приводимые ниже данные характеризуют содержание и распределение галлия в породах и колчеданных рудах.

В магматических и субвулканических породах количество галлия одного и того же порядка и составляет $1 \cdot 10^{-3}$ – $3 \cdot 10^{-3}$, что соответствует кларковому числу элемента или в 1,5 раза превышает его.

Отмечается отсутствие галлия в пиритах, галенитах и халькопиритах большинства месторождений. В некоторых образцах халькопирита и галенита содержание элемента не превышает кларковое число, т.е. составляет 0,001–0,002%. Такое же количество отмечается в борнитах и энаргитах, хотя в последних содержание элемента иногда доходит до

Таблица 32

Частота нахождения свинца в минералах колчедан-
ных месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во спектр. анализов	Число проб с содерж. Pb	Частота нахождения в %				
				не обн.	0,0001 -0,001	0,001 -0,01	0,01 -0,1	>0,1
Алаверди	Пирит	8	8	-	62	38	-	-
	Халькопирит	15	15	-	53	27	13	7
	Сфалерит	13	13	-	-	69	31	-
Шамлуг	Пирит	22	17	22	37	18	14	9
	Халькопирит	39	34	13	36	30	13	8
	Сфалерит	32	29	9	-	16	28	47
Ахтала	Пирит	34	32	6	-	17	62	15
	Халькопирит	32	32	-	-	29	53	18
	Сфалерит	48	46	4	-	13	50	33
	Борнит	8	8	-	-	25	63	12
Кафан	Барит	18	18	-	11	67	22	-
	Пирит	21	20	5	-	57	29	9
	Халькопирит	52	36	30	52	16	2	-
	Борнит	6	6	-	17	66	17	-
	Энаргит	8	8	-	13	62	25	-
Шаумян-	Халькопирит	22	22	-	-	-	45	55
Халадж	Сфалерит	33	33	-	-	9	27	64
Тандзут	Пирит	12	10	17	50	33	-	-
Чибухлы	Пирит	16	10	37	50	13	-	-
	Халькопирит	9	8	11	78	11	-	-

0,003%. Количество галлия лишь повышается во многих сфалеритах; в последних устанавливается 0,005-0,01% Ga. Исключение составляют некоторые образцы сфалерита из Шаумян-Халаджского месторождения, в которых фиксируется максимальное содержание элемента (0,1-0,3%).

Таким образом, повышение концентрации галлия наблюдается в ряду: пирит-галенит-халькопирит-борнит-энаргит-сфалерит. Данные по частоте нахождения галлия в различных рудообразующих минералах колчеданных месторождений приведены в табл. 33.

Приведенные спектроскопические определения хорошо со-

ласуются с результатами химических анализов^x. По этим данным, в гранодиоритах содержится от 0,001 до 0,002% галлия (4 пробы), в сфалеритах Алавердской группы месторождений – от 0,0013 до 0,012% (5 проб), в тех же цинковых обманках Кафанской группы месторождений это содержание составляет от 0,0037 до 0,018% (5 проб).

Основным носителем галлия в колчеданных рудах являются сфалериты, в которых в среднем содержится 0,005–0,015% Ga и кларк концентрации элемента составляет 3–10. Интересно отметить, что галлий в концентратах распределяется почти так же, как в мономинеральных пробах сульфидов. Так, в ахталском цинковом концентрате, по данным химических анализов, содержание галлия составляет 0,006%, в медном концентрате – 0,003%, в свинцовом концентрате – 0,002%, а в хвостах – 0,001%. Все это подчеркивает тесную геохимическую связь галлия с цинком.^h По сравнению с алюминием галлий более халькофилен и сидерофилен, что приводит к его накоплению в сульфидах, в частности, в сфалеритах. Как типичный рассеянный элемент галлий в сульфидной геофазе легко улавливается Fe^{2+} и Zn^{2+} (А.Е.Ферсман, 1939).

Германий в рудах колчеданных месторождений присутствует как в качестве примеси в сульфидах и сульфосолях, так и в виде собственных минералов – ренъерита (Cu, Fe, Ge, Zn)₂S и германита $Cu_3 (Ge, Fe)_4 S_4$. Микроскопические выделения указанных минералов обнаруживаются в рудах Ахталы и Кафана в тесной ассоциации с борнитом, энаргитом, теннантитом и тетраэдритом. В повышенных количествах элемент фиксируется во всех главных, кроме пирита, минералах колчеданных месторождений. В галенитах германий содержится в количестве от 0,0005 до 0,001%, в халькопиритах – от 0,001 до 0,003%, в энаргитах – от 0,003 до 0,008% и в сфалеритах – от 0,003 до 0,01%.

Минералы германия в ходе процесса рудоотложения выделяются в основном в медно-мышьяковую стадию минерализации почти одновременно с энаргитом, теннантитом и поздним борнитом. Повышенные содержания германия в указанных минералах объясняются с одной стороны наличием в их полях мелких включений ренъерита и германита, а с другой – воз-

^x Химические анализы на Ga, Ge, Se, Te, In, Tl, Bi выполнены в лабораториях ИМГРЭ АН СССР и ИГН АН Армянской ССР.

Таблица 33

Частота нахождения галлия в минералах колчедан-
ных месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во спектр. анали- зов	Число проб с со- держ. Ga	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,0001- 0,001	0,001- -0,01	0,01- -0,1
Алаверди	Пирит	8	3	62	38	-	-
	Сфалерит	13	7	46	54	-	-
Шамлуг	Халькопирит	39	20	49	43	8	-
	Сфалерит	32	32	-	22	78	-
Ахтала	Галенит	12	10	17	66	17	-
	Пирит	34	5	85	15	-	-
	Халькопирит	32	5	84	16	-	-
	Сфалерит	48	48	-	14	86	-
	Галенит	29	18	38	62	-	-
	Борнит	8	8	-	75	25	-
	Барит	18	4	77	17	6	-
	Сфалерит	3	2	33	67	-	-
Кафан	Галенит	4	1	75	25	-	-
	Энаргит	8	8	-	63	37	-
Шаумян-	Халькопирит	22	19	14	59	27	-
Халадж	Сфалерит	33	33	-	27	52	21
	Галенит	11	9	18	64	18	-

можным присутствием германийсодержащих борнитов. В дан-
ном случае не исключена возможность изоморфного замеще-
ния As^{5+} Ge^{4+} . В основе этого явления лежит соизмеримость
ионных радиусов As^{5+} (0,47 Å) и Ge^{4+} (0,48 Å). Наряду с
этим, Ge^{4+} и As^{5+} являются ионными аналогами, что обуслов-
ливает их химическое поведение, выраженное в образовании
комплексных сульфаноионов и оксианоионов.

Что же касается наличия германия в цинковых обманках,
пока еще остается неизвестным, в какой форме элемент вхо-
дит в сфалерит. В.М. Гольдшмидт и К. Петерс (1938) пред-
полагают или замещение цинка германием соответственно
твердому раствору GeS и ZnS , или же замещение цинка

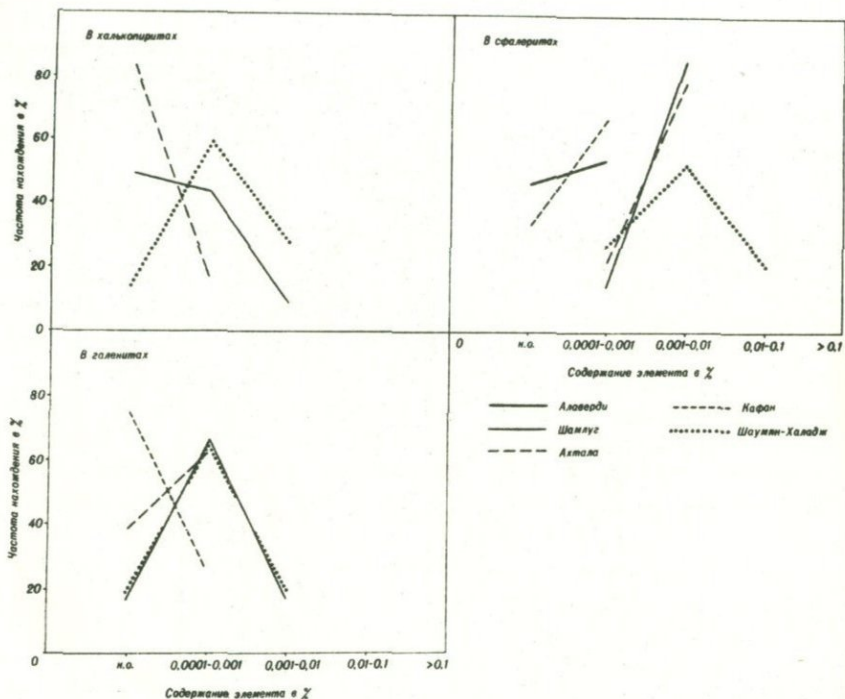


Рис. 62. Диаграммы частоты содержания галлия в минералах.

и серы растворенными атомами германия. Во всяком случае, содержание германия в сфалеритах находится в зависимости от температуры их образования. Концентрация элемента в низкотемпературных цинковых обманках обычно выше, чем в высоко- и среднетемпературных.

Характеристика содержания германия в отдельных минералах, средних пробах руды и концентратах по данным химических анализов приведена в табл. 35.

Из таблицы нетрудно заметить, что в сфалеритах, борнитах и энаргитах содержание германия в 10-20 раз превышает его кларковое число.

Селен и теллур. Селен по своим химическим свойствам близко примыкает к сере. В рудах колчеданной формации селен самостоятельных минералов не образует и находится

Таблица 34

Частота нахождения германия в минералах колчеданных месторождений

Месторождения	Минералы	Кол-во спектр. анализов	Число проб с содержанием Ge	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,0001-0,001	0,001-0,01	0,01-0,1
Алаверди	Сфалерит	13	7	46	38	16	-
Шамлуг	Сфалерит	32	29	9	56	35	-
	Галенит	12	7	42	25	33	-
	Борнит	4	1	75	25	-	-
	Халькопирит	32	12	62	38	-	-
Ахтала	Сфалерит	48	43	10	29	61	-
	Галенит	29	5	83	17	-	-
	Борнит	8	8	-	25	62	13
	Энаргит	8	8	-	12	88	-
Кафан	Борнит	6	6	-	66	34	-
Шаумян-Халадж	Халькопирит	22	10	54	32	14	-
	Сфалерит	33	30	9	64	27	-

в виде изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях отдельных месторождений. Исключение составляет гуанахуатит (?) - $\text{Bi}_2(\text{Se}, \text{S})_3$, который в рудах Ахтальского месторождения условно определен Н.М. Чернышовым (1962). Изоморфное соотношение селена и серы общеизвестно. Оно обусловлено сходством их атомов и величиной ионных радиусов (Se^{2-} - 1,93 Å, S^{2-} - 1,74 Å). Это соотношение является основной причиной нахождения селена почти во всех сульфидных минералах. В состоянии изоморфного рассеяния в сульфидах селен проходит все стадии гидротермального процесса, начиная от высоко- до низкотемпературной включительно.

Теллур примерно в 80 раз менее распространен в земной коре, чем селен, но образует значительно большее число самостоятельных минералов (В.В. Щербина, 1937). Это объясняется иным отношением серы к теллуру. Разница между величинами ионных радиусов теллура и серы исключает изоморфизм этих элементов, хотя в виде исключения изоморфизм

Таблица 35

Содержание германия в главных рудослагающих минералах и продуктах обогащения

Место-рожде-ния	Минерал, проба ру-ды, концентрат	Кол-во анали-зов	Содержание германия в условных единицах		
			от	до	сред-нее
Шамлуг	Пирит	2	Не обн.	1	-
	Халькопирит	2	Не обн.	Не обн.	-
	Сфалерит	3	21	24	22
Ахтала	Пирит	2	Не обн.	Не обн.	-
	Халькопирит	2	Не обн.	1	-
	Галенит	3	1	12	-
	Сфалерит	6	12	36	26
	Борнит	3	16	38	28
	Средняя проба руды	31	1,7	24	5,8
	Свинцовый концентрат	2	Сл.	1,5	-
	Медный концентрат	2	Сл.	3	-
	Цинковый концентрат	2	4,5	17	10
	Хвосты	2	Сл.	4	-
	Пирит	2	Не обн.	Не обн.	-
Кафан	Халькопирит	5	10	46	21
	Борнит	2	20	30	25
	Энаргит	4	20	32	27
	Галенит	2	Не обн.	Не обн.	-
Шаумян-	Халькопирит	3	6	16	11
Халадж	Сфалерит	7	4	19	14

сульфидов и теллуридов иногда слабо проявляется. В последнем случае отчетливо вырисовывается посредническая роль селена, который довольно легко изоморфно замещает серу и сам, в свою очередь, легче, чем сера, может заместиться теллуrom (А.Е. Ферсман, 1939).

В рудах колчеданных месторождений теллур обнаруживается: а) в виде теллуридов свинца, висмута, золота, серебра и б) в виде примеси в составе сульфидов, сульфосолей и др. В рудослагающих минералах концентрация рассеянного

теллура сравнительно низка, что объясняется трудной возможностью изоморфизма между серой ($S^{2-} - 1,74 \text{ \AA}$) и теллуrom ($Te^{2-} - 2,11 \text{ \AA}$) (Н.Д. Синдеева, 1959). Что же касается относительно повышенной концентрации элемента в некоторых типах руд колчеданных месторождений, то она связана с присутствием в них теллуридов - алтаита, теллуrowисмутита, петцита, гессита, мелонита и др. Теллур в повышенных количествах спектрально устанавливается в рудах Кафанского и Шаумян-Халаджского месторождений, в которых теллуриды встречаются сравнительно чаще, чем на других месторождениях. В мономинеральных пробах сфалеритов, энаргитов и халькопиритов содержание элемента примерно одного порядка и составляет от 0,03 до 0,1%. Лишь в отдельных пробах сфалеритов из Шаумян-Халаджского месторождения концентрация теллура доходит до 1,0%, очевидно, за счет увеличения количества включений теллуридов (алтаита и др.) в них.

Результаты химических анализов по содержанию селена и теллура в главнейших рудообразующих минералах колчеданных месторождений сведены в табл. 36. Анализы выполнялись в лабораториях ИМГРЭ АН СССР и ИГН АН Армянской ССР.

Судя по данным, приведенным в табл. 36, отмечается общая тенденция повышения содержания селена в медноколчеданную стадию минерализации, в то время как концентрация теллура достигает максимума в полиметаллическую стадию. В целом можно отметить неравномерное распределение селена и теллура в минералах. Так, наименьшая концентрация селена (0,0014%) фиксируется в халькопиритах полиметаллической стадии минерализации и постепенно возрастает через сфалериты (0,0047%), галениты (0,0050%) и пириты (0,0053%) к халькопиритам медноколчеданной стадии (0,0079%). Минимальная концентрация теллура (0,0013 - 0,0014%) отмечается в пиритах и халькопиритах медноколчеданной стадии, затем содержание элемента постепенно возрастает в тех же минералах более поздних стадий минерализации (0,0018-0,0052%); сравнительно повышенные количества наблюдаются в энаргитах, сфалеритах и галенитах.

По литературным данным (Н.Д. Синдеева, 1959), соотношение между селеном и теллуrom для колчеданных месторождений, как правило, колеблется в пределах от 5:1 до 1:1.

Таблица 36

Содержание селена и теллура в главнейших рудообразующих минералах различных стадий минерализации
(по данным химических анализов)

№ п/п	Стадии минерализации и минералы	Количество анализов	Содержание селена в %			Содержание теллура в %			Отношение S : Se	Отношение Se : Te	Месторождения
			от	до	среднее	от	до	среднее			
1.	Серноколчеданная										
	Пирит	8	0,0060	0,0340	0,0150	0,0015	0,0080	0,0040	3560:1	3,75:1	Тандзут
	Пирит	4	0,0050	0,0233	0,0130	0,0010	0,0080	0,0039	4107:1	3,33:1	Чибухлы
	Пирит	3	0,0020	0,0090	0,0050	0,0020	0,0040	0,0027	10 680:1	1,85:1	Шамлуг
	Пирит	2	0,0015	0,0030	0,0022	0,0012	0,0020	0,0016	24 277:1	1,37:1	Ахтала
	Пирит	2	0,0006	0,0026	0,0016	0,0010	0,0014	0,0012	33 375:1	1,33:1	Кафан
2.	Медноколчеданная										
	Халькопирит	2	0,0077	0,0115	0,0096	0,0011	0,0015	0,0013	3625:1	7,38:1	Чибухлы
	Халькопирит	2	0,0020	0,0120	0,0070	0,0010	0,0017	0,0014	4985:1	5,00:1	Алаверди
	Халькопирит	2	0,0028	0,0140	0,0084	0,0015	0,0020	0,0017	4154:1	4,94:1	Шамлуг
	Халькопирит	2	0,0033	0,0086	0,0059	0,0013	0,0018	0,0016	5915:1	3,68:1	Ахтала
	Халькопирит	6	0,0015	0,0200	0,0089	0,0005	0,0027	0,0016	3921:1	5,05:1	Кафан
	Пирит	2	0,0027	0,0080	0,0053	0,0011	0,0016	0,0013	10 075:1	4,07:1	Чибухлы
	Пирит	2	0,0042	0,0120	0,0081	0,0013	0,0017	0,0015	6592:1	5,40:1	Шамлуг
	Пирит	2	0,0036	0,0145	0,0090	0,0010	0,0022	0,0016	5933:1	5,62:1	Кафан
3.	Медно-мышьяковая										
	Энергит	3	0,0005	0,0030	0,0018	0,0090	0,0650 ^x	0,0280	18111:1	0,064:1	Кафан
	Борнит	1	0,0025	0,0025	0,0025	0,0010	0,0010	0,0010	10200:1	2,50:1	Кафан
	Халькопирит	4	0,0015	0,0185	0,0098	0,0023	0,0088	0,0043	3561:1	2,28:1	Кафан
	Пирит	2	0,0072	0,0100	0,0086	0,0024	0,0078	0,0051	6209:1	1,49:1	Кафан
4.	Полиметаллическая										
	Сфалерит	3	0,0026	0,0047	0,0038	0,0014	0,0060	0,0031	8658:1	1,22:1	Ахтала
	Сфалерит	4	0,0010	0,0085	0,0057	0,0045	0,0160 ^x	0,0083	5772:1	0,68:1	Шаумян-Хале
	Галенит	1	0,0050	0,0050	0,0050	0,0030	0,0030	0,0030	2680:1	1,66:1	Алаверди
	Галенит	2	0,0042	0,0051	0,0046	0,0030	0,0080	0,0055	2913:1	0,83:1	Ахтала
	Галенит	3	0,0027	0,0092	0,0054	0,0035	0,0170 ^x	0,0109	2481:1	0,49:1	Шаумян-Хале
	Халькопирит	2	0,0035	0,0042	0,0038	0,0018	0,0035	0,0026	9184:1	1,46:1	Алаверди
	Халькопирит	3	0,0016	0,0100	0,0044	0,0008	0,0025	0,0018	7932:1	2,44:1	Шамлуг
	Халькопирит	2	0,0020	0,0036	0,0028	0,0014	0,0024	0,0019	12464:1	1,47:1	Ахтала
	Халькопирит	3	0,0005	0,0045	0,0025	0,0018	0,0046	0,0030	13960:1	0,83:1	Кафан
	Халькопирит	4	0,0040	0,0065	0,0038	0,0050	0,0130 ^x	0,0085	9184:1	0,44:1	Шаумян-Хале
	Пирит	2	0,0028	0,0080	0,0054	0,0006	0,0029	0,0017	9888:1	3,17:1	Ахтала
	Пирит	2	0,0027	0,0080	0,0053	0,0022	0,0082	0,0052	10075:1	1,02:1	Кафан

^x В полях минерала устанавливаются микроскопические включения теллуридов.

В колчеданных месторождениях Армении это соотношение варьирует в широких пределах и составляет от 7,38:1 до 0,44:1. В среднем для колчеданной формации в целом отношение $\text{Se}:\text{Te}$ равно 2,82:1. Средние значения отношения селена к теллуру по отдельным месторождениям представляются следующим образом: Чибухлинское месторождение - 4,92:1, Тандзутское - 3,75:1, Шамлугское - 3,65:1, Алавердское - 2,71:1, Кафанское - 2,24:1, Ахтальское - 1,96:1 и Шаумян-Халаджское - 0,54:1. Отсюда нетрудно заключить, что примерно в таком порядке происходит постепенное повышение содержания теллура в рудах. Об этом свидетельствуют также средние величины отношения $\text{Se}:\text{Te}$ в сульфидных минералах, которые соответственно составляют в халькопиритах 3,18:1, в пиритах - 2,94:1, в борнитах - 2,50:1, в галенитах - 0,99:1 и в сфалеритах - 0,95:1.

Что же касается содержания селена в минералах, то оно контролируется поведением серы. Хотя и отношение серы к селену колеблется в довольно широких пределах, все же наблюдается некоторая зависимость между содержаниями этих двух элементов. Сравнительно высокие концентрации селена приурочены к богатым серой сульфидным минералам. Это особенно заметно в ранних пиритах серноколчеданных месторождений и в халькопиритах медноколчеданной стадии минерализации всех других месторождений. Исключение составляют ранние пириты Шамлугского, Ахтальского и Кафанского месторождений, в которых содержание селена в 3-8 раз ниже, чем в тех же пиритах серноколчеданных месторождений Тандзут и Чибухлы. Приведенные данные позволяют для колчеданных руд Армении по содержанию селена наметить следующий возрастающий ряд: энаргит-борнит-сфалерит-галенит-пирит-халькопирит. Присутствие в рудах мелких включений теллуридов затрудняет составление такого ряда для теллура. Но в целом, наиболее повышенные концентрации элемента отмечаются в минеральных ассоциациях медно-мышьяковой и, особенно, полиметаллической стадий минерализации.

По имеющимся данным, в серноколчеданных месторождениях (Тандзут, Чибухлы) содержание селена в среднем колеблется в пределах 0,0045-0,0100%, теллура - 0,0035-0,0045%, в медноколчеданных месторождениях (Алаверди, Шамлуг, Кафан) - соответственно Se - 0,0020-0,0035%, Te - 0,0016-

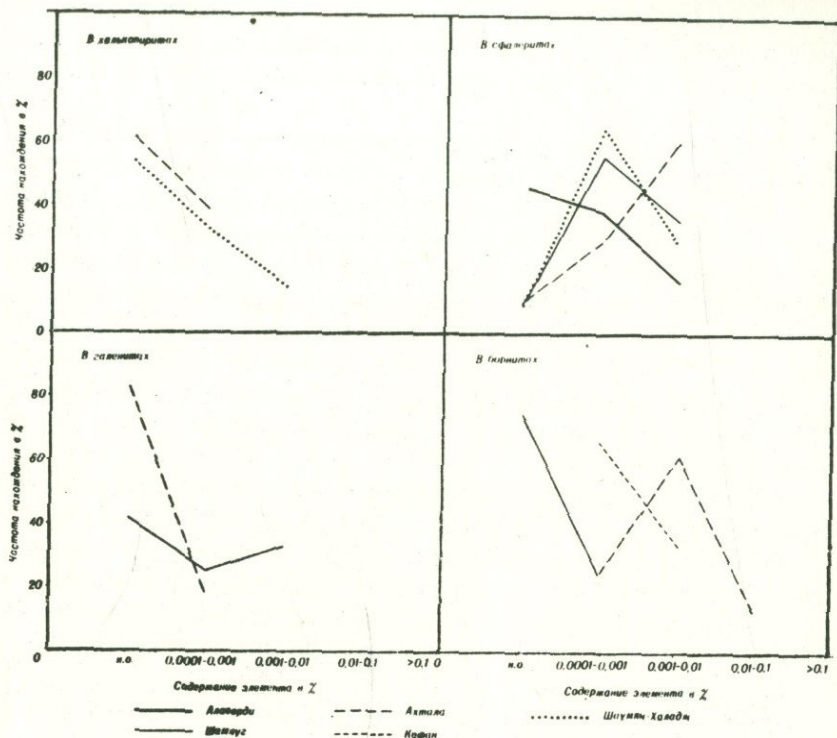


Рис. 63. Диаграммы частоты содержания германия в минералах

-0,0020% и в колчеданно-полиметаллических месторождениях - Se 0,0025-0,0040%, Te - 0,0015-0,0050%. Таким образом, в серноколчеданных рудах в целом количество селена в 2-2,5 раза выше, чем в медноколчеданных и полиметаллических рудах.

Селен и теллур для колчеданных руд Армении являются характерными элементами, присутствуют в их различных типах в промышленных концентрациях и представляют реальный интерес в смысле извлечения при переработке концентратов. Опыты по получению селена и теллура из колчеданных руд, проведенные в ИГН АН Арм. ССР и Армнипроцветмете, дали положительные результаты.

Кадмий является характерным элементом, особенно для

полиметаллического типа оруденения, геохимически тесно связан с цинком, не только по халькофильности, но также благодаря своему положению как двухвалентного металла в одном с ним вертикальном ряду.

Элемент содержится во всех сфалеритах серно-медноколчеданных и полиметаллических месторождений в количествах не ниже 0,01% при среднем содержании около 0,05%. Наибольшее содержание кадмия (1,0-3,0%) устанавливается в светлоокрашенных сфалеритах из Ахтальского и Шаумян-Халаджского месторождений. Общее уменьшение концентрации кадмия происходит через темноокрашенные сфалериты (0,3-1,0%), галениты (0,03-0,1%), халькопириты (0,01-0,03%) к пиритам (0,003-0,01%). Некоторое содержание кадмия в галенитах, халькопиритах и пиритах объясняется наличием в них мелких включений сфалерита.

Данные по частоте нахождения кадмия в минералах колчеданных месторождений Армении сведены в табл. 36.

Источником для извлечения кадмия в настоящее время служат концентраты Ахтальской обогатительной фабрики. Значительными потенциальными возможностями в отношении извлечения кадмия, обладают и руды Шаумян-Халаджского месторождения.

В медно-цинковых рудах Алавердской группы месторождений, по данным химических анализов, содержание кадмия колеблется в пределах от 0,04 до 0,77%.

По данным М.Л. Лачиняна, вкрапленные руды Ахталы содержат Cd - 0,02%, прожилковые - 0,03% и массивные - 0,10%. Результаты 41 анализа по рудному телу № 10 показали содержание Cd - 0,053%, Zn - 5,47%, а по рудному телу № 11 - Cd - 0,075, Zn - 4,98%. Судя по этим данным, кларк концентрации кадмия по Ахтальскому месторождению составляет 4000-5500.

В сфалеритах из полиметаллических месторождений отношение $Zn : Cd$ не превышает 190:1, в то время как для сфалеритов из серно-медноколчеданных месторождений это отношение составляет не менее 230:1.

Индий для руд данной формации не является характерным, хотя спорадически отмечается в некоторых сфалеритах и халькопиритах. Судя по частоте встречаемости, индий в минералах колчеданных месторождений практически отсут-

Таблица 37

Частота нахождения кадмия в минералах колчеданных месторождений

Место-рожде-ния	Минералы	Кол-во спектр. анали-зов	Число проб с не содер-жан. Cd	Частота нахождения в %				
				не обн.	0,0001-0,0001	0,001-0,01	0,01-0,1	> 0,1
Алаверди	Сфалерит	13	13	-	-	15	54	31
	Галенит	4	4	-	-	75	25	-
Шамлуг	Пирит	22	11	50	-	41	9	-
	Халькопирит	39	29	26	-	28	46	-
Ахтала	Сфалерит	32	-	-	-	15	60	25
	Пирит	34	22	35	-	56	9	-
	Халькопирит	32	24	25	9	53	13	-
	Сфалерит	48	48	-	-	4	38	58
	Галенит	29	29	-	-	41	59	-
	Борнит	8	8	-	12	25	63	-
	Барит	18	1	94	-	6	-	-
	Халькопирит	52	11	79	11	6	4	-
Кафан	Сфалерит	3	3	-	-	-	67	33
	Галенит	4	4	-	-	75	25	-
	Энаргит	8	6	25	-	75	-	-
Шаумян	Пирит	7	4	43	29	28	-	-
Халадж	Халькопирит	22	13	41	-	36	23	-
	Сфалерит	33	33	-	-	-	34	66
	Галенит	11	8	27	18	55	-	-

ствуе. В подавляющем большинстве случаев спектрально не обнаруживается или же устанавливается на грани чувствительности метода ($\sim 0,001\%$). Именно в таком количестве элемент отмечается в сульфидных минералах. Лишь в отдельных пробах халькопиритов из Алавердского и Ахтальского месторождений содержание индия составляет $0,003\%$, реже $0,01\%$. Однако химические анализы в ахтальских сфалеритах показывают не более $0,001\%$ In.

Сравнительно постоянная и повышенная концентрация индия характерна для полиметаллических руд Шаумян-Халадж-

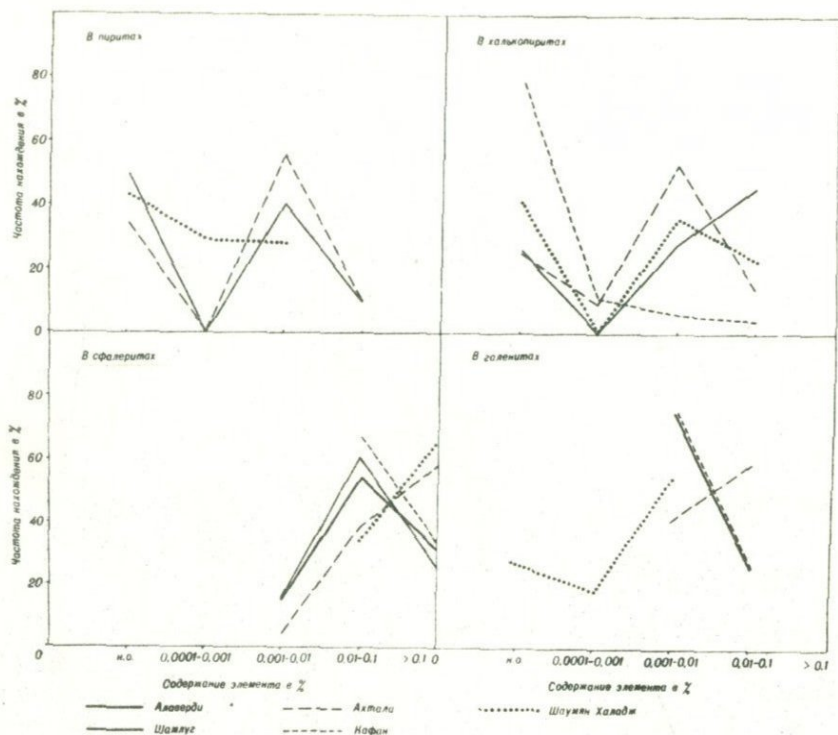


Рис. 64. Диаграммы частоты содержания кадмия в минералах.

ского месторождения. Содержание элемента в сфалеритах из этого месторождения обычно колеблется в пределах 0,003–0,01%, а в халькопиритах 0,03–0,1%. Данные спектроскопии согласуются с результатами химических анализов. В четырех пробах сфалерита содержание индия составляет от 0,0020 до 0,0062%, в среднем 0,0037%.

Судя по этим данным, характерным следует считать присутствие индия в сфалеритах и халькопиритах полиметаллических месторождений колчеданной формации. Эти же сфалериты, кроме индия, содержат заметные количества галлия и германия. В связи с этим, вывод Н.М. Прокопенко относительно бедности индийсодержащих сфалеритов галлием и германием, на примере Шаумян-Халаджского месторождения не

Таблица 38

Частота нахождения индия в минералах колчеданных месторождений

Месторождения	Минералы	Кол-во спектр. анализов	Число проб с содержанием, Jn	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,0001-0,001	0,001-0,01	0,01-0,1
Алаверди	Халькопирит	15	3	80	20	-	-
Ахтала	Сфалерит	48	6	88	12	-	-
	Борнит	8	2	75	25	-	-
Кафан	Сфалерит	3	1	66	34	-	-
	Галенит	4	1	75	25	-	-
Шаумян	Халькопирит	22	9	59	9	14	18
Халадж	Сфалерит	33	17	49	24	27	-
	Галенит	11	5	55	45	-	-
Чибухлы	Халькопирит	9	2	78	22	-	-

находит подтверждения. В сфалеритах из этого месторождения, с повышением содержания индия увеличивается концентрация галлия и германия, что наглядно видно из приведенной табл. 39.

В отношении извлечения индия некоторый интерес могут представить цинковые и, частично, медные концентраты.

Таллий в рудах и минералах колчеданных месторождений отмечается спорадически, в единичных пробах, в концентрациях, не превышающих 0,003%. В рудах Шамлугского, Ахтальского и других месторождений количество таллия составляет ~ 0,003%. Исключение составляет лишь одна проба пирита из Ахтальского рудника, в которой установлено > 0,003% таллия.

Химические анализы, выполненные в ИМГРЭ АН СССР, в отдельных минералах показали следующие содержания таллия: в Шамлугском халькопирите - 0,0002%, в кафанском пирите - 0,0002% и халькопирите - 0,0003%. Следует отметить, что из десяти проб содержание таллия было установлено только в трех. В сульфидных минералах из других месторождений таллий не был обнаружен.

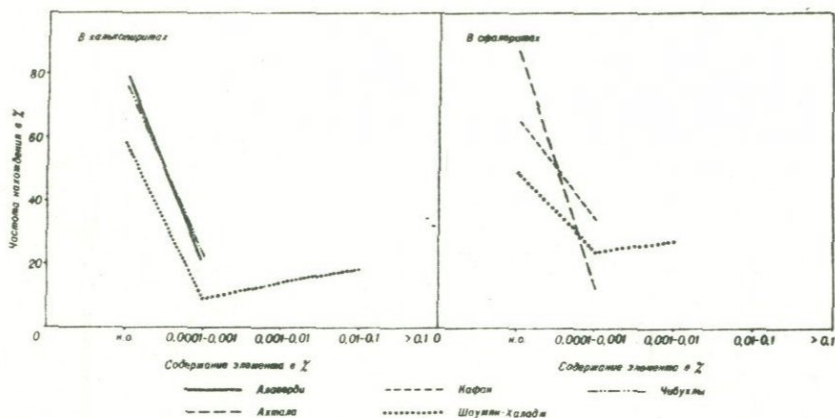


Рис. 65. Диаграммы частоты содержания индия в минералах.

Относительно наличия таллия в рудах и концентратах можно отметить следующее: по имеющимся данным в средней пробе тандзутской руды содержится 0,0001% таллия, а в шам-лугской руде по двум анализам содержание элемента составляет 0,00012–0,00022%. Максимальная концентрация таллия в количестве 0,0004% установлена в кафанском медном концентрате.

Результаты химических анализов свидетельствуют о том, что таллий в отдельных минералах и рудах находится в количествах в 1,5–2 раза выше его кларкового числа и лишь в кафанском концентрате содержание элемента в 4 раза выше кларка. Таким образом, таллий в колчеданных рудных комплексах находится в состоянии рассеяния и в близкларковых количествах фиксируется только в единичных пробах.

Висмут. В рудах колчеданных месторождений элемент встречается как в рассеянном состоянии вместе с сульфидами, так и в виде самостоятельных минералов. Мелкие и редкие включения эмплектита, виттихенита, висмутина, галено-висмутита, тетрадимита, теллуrowисмутита, т.е. сульфидов и теллуридов висмута обнаруживаются почти во всех месторождениях.

В проанализированных первичных минералах количество висмута составляет от 0,001 до 0,01%, причем в пиритах, халькопиритах и борнитах содержится 0,001–0,003%, в сфалеритах и галенитах – 0,003–0,01%, а в энаргитах – 0,01–0,03% Вi. Наиболее высокие содержания элемента фиксируются в отдельных пробах халькопирита и энаргита из Ка-

Таблица 39

Содержание галлия, индия и германия в сфалеритах Шаумян-Халаджского месторождения по данным химических анализов

№ п/п	№ проб	Место взятия проб	Содержание элементов в %				Отношение Ga:In
			Ga	In	Ge		
1.	102/56	Рудник им. Шаумяна, штабель	0,0053	0,0034	0,0014		1,5:1
2.	110/56	Рудник им. Шаумяна, штабель	0,0075	0,0032	0,0017		2,3:1
3.	114/56	Халадж, шт. №3, жила №3	0,0180	0,0062	0,0019		2,9:1
4.	118/56	Халадж, шт. №3, жила №8	0,0037	0,0020	0,0011		1,8:1

фана (0,03–0,05 до 0,1%) и галенита из Ахтальского месторождения (0,03–0,1%). Эти данные позволяют по содержанию висмута наметить следующий возрастающий ряд минералов: пирит–калькопирит–борнит–галенит–сфалерит–энаргит.

Хотя приведенные цифры в целом превышают кларковое число элемента, все же необходимо отметить, что висмут в общей массе колчеданных руд находится преимущественно в состоянии рассеяния.

x x

x

Анализ изложенного фактического материала позволяет наметить следующие геохимические особенности колчеданных руд:

1. Руды колчеданной формации Армении, приуроченные к разновозрастным – Алаверди-Кафанской и Севано-Акеринской тектоно-магматическим зонам, по геохимическим особенностям весьма сходны между собой. Общими чертами для различных типов руд обеих зон являются присутствие в них в значительных концентрациях одних и тех же редких, рассеянных и благородных металлов, отсутствие сколько-нибудь заметных кон-

Частота нахождения висмута в минералах
колчеданных месторождений

Место- рожде- ния	Минералы	Кол-во спектр. анали- зов	Число проб с со- держ. Bi	Частота нахождения в %			
				не обн.	0,0001- -0,001	0,001- -0,01	0,01- -0,1
Ахтала	Галенит	29	20	31	45	24	-
	Борнит	8	6	25	63	12	-
Кафан	Халькопирит	52	34	34	54	8	4
	Борнит	6	6	-	33	67	-
	Энаргит	8	8	-	25	75	-
Шаумян	Халькопирит	22	14	36	50	14	-
Халадж	Сфалерит	33	24	27	21	52	-
Тандзут	Пирит	12	8	33	67	-	-

центраций олова, молибдена, висмута. Но наряду со сходными признаками в рудах этих двух разновозрастных зон выявляются и различия в отношении распределения ведущих элементов, а также элементов-примесей.

2. Судя по соотношениям $S:Se$ серноколчеданные руды Базумского рудного района отличаются от аналогичных руд Алаверди-Кафанской зоны более повышенными содержаниями селена. При этом медноколчеданные руды двух различных зон характеризуются примерно одинаковыми содержаниями элемента, о чем свидетельствуют соотношения $S:Se$ в халькопиритах медноколчеданной стадии. Близкие значения соотношения $S:Se$ отмечаются также в галенитах Алавердского (2680:1), Ахтальского (2913:1) и Шаумян-Халаджского (2481:1) месторождений.

Что же касается теллура, то наиболее повышенные содержания элемента характерны для шаумян-халаджских и кафанских полиметаллических руд, что вдвое-втрое выше, чем в серноколчеданных и медноколчеданных рудах Базумского и Алавердского рудных районов.

При сравнении медноколчеданных руд Чибухлинского,

Алаверди-Шамлугского и Кафанского месторождений, размещенных в различных зонах, выявляются весьма близкие значения соотношения $Se:Te$ (5,72:1, 5,11:1 и 5,33:1). Это же соотношение в полиметаллических рудах Алавердского и Кафанского районов составляет соответственно 1,89:1 и 0,72:1.

3. Полиметаллические руды Ахтальского и Шаумян-Халаджского месторождений по сравнению с серноколчеданными и медноколчеданными рудами всех других месторождений характеризуются более повышенными содержаниями золота и серебра. В них содержание Au в 2-5, а Ag в среднем в 15 раз больше, чем в серно-медноколчеданных рудах. В то же время, при примерно одинаковом содержании благородных металлов в серноколчеданных и медноколчеданных рудах Алавердской, Кафанской и Базумской групп месторождений, отмечается некоторое колебание их количества лишь в полиметаллическом оруденении тех же месторождений. Так, шамлугские и шаумян-халаджские массивные полиметаллические руды по сравнению с таковыми Алавердского, Ахтальского, Тандзутского и Чибухлинского месторождений содержат в 2-2,5 раза больше Au , а в алавердских, ахтальских и шаумян-халаджских массивных полиметаллических рудах концентрация Ag в 1,5 раза выше, чем в шамлугских и в 3-4 раза выше, чем в тандзутских и чибухлинских аналогичных рудах.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖ-
ДЕНИЙ

В данном разделе на основании анализа фактического материала, изложенного в предыдущих главах, освещены основные вопросы условий формирования и закономерностей размещения колчеданных месторождений Армянской ССР. Вместе с тем, считаем уместным в виде краткого исторического обзора изложить существующие представления на генезис колчеданных месторождений.

Вопрос о происхождении колчеданных месторождений, размещенных в различных регионах Советского Союза, все еще является предметом оживленных дискуссий. В настоящее время среди исследователей существуют точки зрения о субвулканическом, интрузивном и эксгальационно-осадочном генезисе колчеданных руд. Однако для всех перечисленных точек зрения важнейшей проблемой является решение вопроса об источнике и возрасте оруденения — места и времени формирования колчеданных руд в общем процессе геологического развития подвижных зон.

Наиболее ранние исследования колчеданных месторождений привели геологов к мнению о генетической связи их с гранитоидными интрузиями. Сторонники этой точки зрения колчеданные руды рассматривали как результат гидротермальной деятельности интрузий гранитов, гранодиоритов или даже основных пород.

Детальные исследования, проведенные А.Н.Заварицким на колчеданных месторождениях Урала, в конце 20-х годов привели его к выводу о генетической связи колчеданных за-

лежей с кварцевыми альбитофирами в смысле общности родоначального магматического очага. Механизм образования колчеданных залежей Урала А.Н. Заварицкий представлял как результат инъекции сульфидных растворов вдоль зон сланцеватых пород.

Придавая решающее значение пространственной связи колчеданных месторождений Урала с региональными разрывными нарушениями герцинского возраста, Е.А. Кузнецов (1933) высказался в пользу генетической связи этих месторождений с герцинскими гранитами. Эта точка зрения нашла широкое признание среди исследователей вплоть до 1936 г., когда А.Н. Заварицкий на основании изучения колчеданных залежей Южного Урала выдвинул гипотезу о генетической связи их с корневыми частями древних вулканов. Новые идеи А.Н. Заварицкого явились поворотным пунктом в изучении колчеданных месторождений Урала (С.Н. Иванов, 1939; В.П. Логинов, 1959; В.И. Скрипиль, 1961 и мн. др.). В результате детальных исследований, проведенных большим коллективом геологов, выявляются основные закономерности формирования и пространственного размещения колчеданных залежей на Урале. К ним относятся прежде всего приуроченность колчеданных месторождений к спилито-кератофировым формациям геосинклинальных зон, пространственная связь месторождений с кварцевыми альбитофирами, отсутствие колчеданных руд в связи с гранитоидными интрузиями и в верхних частях разреза вулканогенных толщ. Приведенные и многие другие факты, накопленные по колчеданным месторождениям других регионов Союза, несомненно, являются вескими доводами, подкрепляющими представления о парагенетической связи колчеданного оруденения с вулканизмом подвижных зон.

По представлениям В.И. Смирнова (1965), "в общем ходе раннегеосинклинальной и магматической деятельности выделяется несколько вулканических циклов. Наиболее интенсивное колчеданное рудообразование происходит в конце каждого или нескольких вулканических циклов, каждый раз после излияния наиболее кислых лав, сменяющих основные и средние эффузивы. Оно приурочено к периоду прекращения излияния лав, кратковременные параксизмы которого сменяются более длительным временем поствулканической, в том

числе газогидротермальной деятельности. В связи с этим обычно намечается несколько серий колчеданных месторождений, обязанных своим возникновением отдельным циклам вулканизма и занимающих соответствующее положение в разрезах субмаринных вулканогенно-осадочных толщ".

Основную часть колчеданных месторождений В.И. Смирнов относит к гидротермальным субвулканическим образованиям метасоматического характера, а другую часть — к эксгальационно-осадочным образованиям. Позднее В.И. Смирнов (1968) все колчеданные месторождения по своему происхождению подразделяет на три класса: 1) субвулканические гидротермальные; 2) эксгальационно-осадочные в пирокластах; 3) осадочные среди терригенных пород.

Данные, полученные по колчеданным месторождениям Урала, послужили толчком для пересмотра существующих взглядов на происхождение колчеданных руд других районов, в частности, Малого Кавказа.

Вопрос генезиса колчеданных руд Малого Кавказа, в том числе и Армянской ССР, различными исследователями трактуется по-разному. Часть исследователей придерживается интрузивного их происхождения и считает колчеданное оруденение Алавердской и Кафанской групп месторождений третичным, связывая процессы рудообразования в Алавердском рудном районе с Кохбской интрузией, а в Кафанском рудном районе — с Мегринским плутоном. Другая же часть геологов формирование колчеданных месторождений связывает с вулканизмом и рассматривает их как гидротермальные субвулканические образования.

В 1947 г. в результате изучения алавердского типа оруденения И.Г. Магакьян отмечает тесную пространственную связь колчеданных залежей Алавердской группы месторождений с дайками и штоками кварцевых альбитофиров и приводит доводы в пользу субвулканического происхождения колчеданных руд. В то же время колчеданное оруденение Чибуклинского месторождения генетически он связывает с гранитоидными интрузиями третичного возраста. И.Г. Магакьян, на основании региональных исследований, в своих более поздних работах (1954, 1960, 1965, 1966) развивает точку зрения о субвулканическом происхождении колчеданных месторождений Армении.

В 1956 г. М.А. Кашкай на основании разбора большого фактического материала освещает вопросы генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд Малого Кавказа с кислыми магмами, выделяет четыре рудные зоны оруденения и дает классификацию серно-медноколчеданных и полиметаллических месторождений, парагенетически связанных с производными кислых магм типа кварцевых порфиров, кератофиров и альбитофиров.

Эти взгляды на происхождение колчеданных месторождений Малого Кавказа получили широкое признание среди исследователей и геологов-практиков и послужили основой для более углубленных исследований вопросов металлогении вулканогенных формаций. К числу таких исследований относятся обстоятельные работы Г.С. Дзоценидзе (1948, 1958, 1964), Ш.А. Азизбекова (1952, 1964, 1965), М.А. Кашкая (1951, 1956, 1958, 1959), И.Г. Магакьяна (1952, 1959, 1964, 1965), С.С. Мкртчяна (1958, 1959, 1960), Г.А. Твалчрелидзе (1958, 1961, 1964, 1966) и многих других.

Вопросы взаимоотношений некоторых типов оруденения с эффузивами, экструзивами и вулканическими жерлами подробно разработаны В.Н. Котляром (1959-1964). В.Н. Котляр комплексы магматических образований рассматривает в тесном сочетании комагматических пород интрузивных, субвулканических и вулканических фаций и противопоставление вулканических и интрузивных процессов считает ошибочным.

М.Б. Бородаевская (1965, 1966) считает, что в процессе длительного развития вулканической деятельности спилито-кератофировые формации и сопутствующее им оруденение возникали неоднократно. Согласно М.Б. Бородаевской, тесной генетической связи между колчеданными рудами и спилито-кератофировыми формациями не существует, "формирование колчеданных месторождений отделено от становления вулканогенных комплексов, с которыми оруденение связано парагенетически, складчатостью и дизъюнктивными дислокациями". По времени образования близкими к оруденению проявлениями магматизма М.Б. Бородаевская считает постскладчатые малые интрузии порфировых пород кислого и основного состава.

Известно, что колчеданные месторождения, размещенные в различных структурно-металлогенических зонах, как правило, приурочены к брахиантиклинальным структурам. Впер-

вые на это обстоятельство еще в 1944 г. обратил внимание С.Н. Иванов. В последующем такая связь была отмечена на многих колчеданных месторождениях Урала, Малого Кавказа и других районов Советского Союза.

Факт приуроченности многих колчеданных месторождений к брахиантиклинальным структурам сторонниками эффузивной гипотезы трактуется по-разному. Одни исследователи объясняют это тектоникой, а другие (С.Н. Иванов, 1962, 1964; В.И. Скрипиль, 1961 и др.) — отрицают тектонический характер контролирующих размещение колчеданных месторождений брахиструктур. Эти брахиантиклинальные поднятия они рассматривают как древние вулканические постройки, которые окаймляются более молодыми вулканогенно-осадочными образованиями.

По мнению М.Б. Бородаевской (1965), среди рудовмещающих брахиантиклинальных поднятий следует допустить наличие как обычных складок, так и деформированных вулканических построек. Во всяком случае, этот вопрос пока нельзя считать окончательно решенным.

Другой важной вехой познания условий формирования колчеданных руд является вопрос о взаимоотношениях даек и оруденения. В литературе приводится много примеров пересечения колчеданных рудных тел порфирировыми дайками. Детальному изучению взаимоотношений послерудных даек с колчеданным оруденением посвящен целый ряд исследований большого коллектива геологов. Однако на колчеданных месторождениях Южного Урала отмечены альбитофировые, габбро-диабазовые и порфирировые дайки как дорудного, так и внутрирудного и послерудного возраста (М.Б. Бородаевская, 1965).

Расхождение во взглядах на происхождение колчеданных месторождений существует и среди геологов, изучающих месторождения Алтая, Северного Кавказа и Закавказья.

Сторонники интрузивной гипотезы полиметаллические месторождения Алтая связывают с интрузивной деятельностью позднегерцинского времени. Другая же группа исследователей образование этих месторождений рассматривает в тесной связи с интенсивной вулканической деятельностью девона — нижнего карбона. По мнению Н.Г. Шербы (1954), полиметаллическое оруденение Алтая является послескладчатым, послеинтрузивным и парагенетически связано с малыми ин-

трузиями.

Образование Северокавказских колчеданных месторождений Г.А. Твалчредидзе (1958, 1965), Н.С. Скрипченко (1960), Г.С. Дзоценидзе связывают с эффузивным геосинклинальным вулканизмом.

По представлениям В.И. Смирнова и Т.Я. Гончаровой (1960), медноколчеданные месторождения Северного Кавказа генетически, локально и по времени образования тесно связаны с вмещающими их вулканогенными комплексами. На основании анализа значительного фактического материала В.И. Смирнов и Т.Я. Гончарова Северокавказские колчеданные месторождения считают эксгальационно-гидротермальными и эксгальационно-осадочными образованиями, которые формировались почти одновременно с вмещающими их породами и вместе с последними претерпели интенсивный метаморфизм.

Г.М. Заридзе (1958) образование Урупского месторождения объясняет метасоматическим воздействием на вмещающие породы концентрированных рудных растворов.

По вопросу о происхождении медно- и серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа, размещенных в Алаверди-Кафанском металлогеническом поясе, также имеется расхождение во взглядах. М.А. Кашкай (1951, 1956), И.Г. Магакьян (1952, 1959), Ш.А. Азизбеков (1952, 1964, 1965), С.С. Ванюшин, Ю.А. Лейе и Э.Г. Малхасян (1957), Э.А. Хачатурян (1959), И.Г. Магакьян, В.Н. Котляр, Э.А. Хачатурян (1965) и др. колчеданное оруденение относят к гидротермальным субвулканическим образованиям и рассматривают его в тесной парагенетической и пространственной связи с вулканизмом юрского времени. С.С. Мкртчян (1960), Б.С. Вартапетян (1960, 1965), Г.И. Керимов (1958) и др. образование колчеданных руд генетически связывают с постмагматической деятельностью гранитоидных интрузий, рвущих вулканогенно-осадочные толщи юры.

После такого краткого обзора истории современного состояния вопроса о происхождении колчеданных месторождений, приступим к изложению фактического материала и вытекающих из него наших представлений на условия образования и закономерности размещения колчеданных руд Армянской ССР.

Колчеданные месторождения Армении, проявляя некоторые различия в отношении морфологии и условий залегания руд-

ных тел, вещественного состава руд, приурочены к двум различным по возрасту, но весьма сходным по комплексу вулканогенно-осадочных пород тектоно-магматическим зонам.

В Алавердском и Кафанском рудных районах колчеданное оруденение локализуется в отложениях верхнебайос-батского возраста, представленных мощной толщей вулканогенных пород. В нижней части толщи распространены преимущественно эффузивы основного и умеренно-кислого состава с прослоями пирокластических пород. Вверх по разрезу кислотность вулканогенных пород несколько повышается; эта часть толщи сложена кислыми эффузивными и пирокластическими породами - кварцевыми дацитовыми порфирами, липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями. Большая часть промышленного оруденения колчеданного типа размещена в вулканогенных породах кислого и среднего состава верхний байос-батского возраста. Рудовмещающими породами являются агломераты, кислые туфы и вулканические брекчии (Алаверди), липаритовые порфиры, их брекчии и туфобрекчии андезитовых порфиритов (Шамлуг), кварцевые дацитовые порфиры и их пирокласты (Ахтала), кварцевые андезито-дацитовые и андезитовые порфириты (Кафан, Шаумян-Халадж).

На Шамлугском месторождении наиболее крупные рудные тела располагались в липаритовых порфирах и их брекчиях алаверди-шамлугской свиты непосредственно под экранирующими плоскостями плагиолипаритовых силл и плотных туфопесчаников. Эти рудные тела занимали верхнюю часть рудоносного горизонта, в составе которого резко преобладают липаритовые порфиры, их туфы и вулканические брекчии. В нижней части рудоносного горизонта в туфобрекчиях кошабердской свиты промышленное оруденение представлено жилами и оруденелыми зонами.

Таким образом, колчеданное оруденение в стратиграфическом разрезе Шамлугского месторождения имеет значительное вертикальное развитие, причем наиболее крупные рудные тела - штоки сконцентрированы в верхней части рудоносного горизонта на контакте с перекрывающими песчаниками или пластовыми интрузиями плагиолипаритовых порфиров, а жилы, жилообразные тела и зоны прожилково-вкрапленного оруденения в нижней части разреза, в породах ко-

шабердской и дебедской свит.

Наиболее крупные тела — рудные штоки в Алаверди располагались в верхнем рудоносном горизонте, в интенсивно измененных агломератах и кислых туфах, залегающих между зеленокаменными породами и плотными туффитами всячего бока рудоносной зоны.

В нижнем рудоносном горизонте, в туфобрекчиях андезитовых порфиритов рудные тела представлены жилами и зонами штокверкового оруденения. Рудовмещающие породы верхнего рудоносного горизонта, представленные слабо уплотненными пирокластическими разностями и кислыми туфами, явились благоприятной средой для процессов рудообразования, протекавших метасоматическим путем. В нижних горизонтах, в андезитовых порфиритах и их туфобрекчиях, в породах, менее благоприятных для замещения, процессы рудоотложения носили характер выполнения трещин и приводили к образованию жиллообразных и штокверковых тел.

Среди вулканогенных пород, развитых в Кафанском рудном поле, наиболее благоприятными для локализации оруденения явились кварцевые андезито-дацитовые и андезитовые порфириты; менее благоприятны туфобрекчии, туфы и туффиты, которые вмещают небольшие по размерам жилы.

Морфологически рудные тела Кафана сходны с таковыми нижних горизонтов Шамлугского месторождения. Штоковые тела на Кафанском месторождении отсутствуют. Это обстоятельство объясняется отсутствием кислых эффузивных пород типа липаритовых порфиров и их пирокластов в разрезе среднеюрских образований Кафанского рудного поля. Рудовмещающие кварцевые андезито-дацитовые и андезитовые порфириты на Кафана по своему составу и физико-механическим свойствам почти не отличаются от перекрывающих пород, представленных эффузивами и пирокластами среднего состава.

Колчеданное оруденение в большинстве случаев развивается метасоматическим путем, образуя сплошные сульфидные агрегаты или зоны прожилково-вкрапленных руд во вмещающих породах. В колчеданных рудах нередко случаи отчетливо выраженного избирательного метасоматоза в виде брекчиеподобных текстур. В качестве примера можно привести медные руды штокверковых тел Шамлугского месторождения, часто представляющих собой окварцованный ли-

паритовый порфир, брекчию липаритового порфира или андезитового порфирита с рассеянной вкрапленностью и угловатыми участками рудных минералов, преимущественно пирита и халькопирита. Угловатые по форме рудные скопления, по-видимому, образовались в результате избирательного метасоматоза отдельных обломков брекчий, состоящих из известковистых туфов или других по составу пород, легче поддающихся замещению, чем кремнистый цемент. Брекчиевидные текстуры руд иногда образуются также в результате замещения цемента в туфобрекчиях, причем угловатые обломки брекчий несут только лишь редкую вкрапленность пирита.

В локализации колчеданного оруденения внутри рудных районов наряду с литолого-стратиграфическим фактором, весьма отчетливо выступает роль структурного фактора. Положение отдельных рудных полей определяется их приуроченностью к присводовым частям и крыльям вулканических построек, осложненных дизъюнктивными нарушениями. Размещение колчеданного оруденения в значительной степени обусловлено разрывными нарушениями и трещинами, связанными с вулканическими куполами и брахиантиклинальными складками. Структурный контроль оруденения довольно отчетливо выражается почти на всех колчеданных месторождениях Армении. Так, на Алавердском месторождении оруденение контролируется разрывными нарушениями близмеридионального и близширотного простираания. На Шамлугском и Ахталском месторождениях контролем оруденения являются разрывные нарушения близширотного и северо-восточного (Шамлуг) и северо-западного (Шамлуг, Ахтала) направления.

Жильное и штокверковое оруденение на Кафанском и Шаумян-Халаджском месторождениях локализуется в системе близширотных трещин, оперяющих рудоконтролирующие разрывные нарушения преимущественно северо-западного простираания.

Наряду с рудоконтролирующими разрывными нарушениями в локализации колчеданного оруденения, особенно в Алавердском рудном районе, важное значение приобретают зоны межпластового отслаивания и рассланцевания, возникающие на контактах разнородных по литологическим свойствам пород. Такие зоны отслаивания и рассланцевания наиболее широко развиты в приконтактовых частях между агломератовыми туфами и туфопесчаниками (Алавердское месторождение),

липаритовыми брекчиями и туфопесчаниками или под нижней поверхностью силлов плагиолипаритовых порфиров, в самих липаритовых порфирах (Шамлугское месторождение) и между кварцевыми дацитовыми порфирами и андезитовыми порфиритами (Ахталское месторождение). Указанные зоны межплас-тового и внутриформационного дробления и рассланцевания служили благоприятной средой для циркуляции рудоносных рас-творов и отложения из них полезного груза.

Примерно аналогичными геологическими факторами лока-лизации оруденения характеризуются колчеданные месторож-дения, размещенные в пределах Базумского рудного района. Тандзутское и Чибухлинское месторождения приурочены к кислым субвулканическим образованиям мощной осадочно-вулканогенной толщи среднеэоценового возраста. Колчедан-ное оруденение развито внутри или возле субвулканических липаритовых порфиров (жерловая фация по В.Н. Котляру), прорывающих породы среднеэоценовой осадочно-эффузивной толщи. Вся эта толща представлена различными порфирита-ми, их туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфосланцами и туф-фитами.

Таким образом, колчеданное оруденение Базумского руд-ного района, аналогично таковому Алаверди-Кафанской струк-турно-металлогенической зоны, располагается в присводовых частях вулканических построек, развитых на фоне Агстевской антиклинали и сложенных осадочно-эффузивными образовани-ями кислого и среднего состава. Эти постройки, слагающие отдельные рудные поля, осложнены разрывными нарушениями близширотного простираения, которые являются рудоконтроли-рующими структурами как для Тандзутского, так и для Чи-бухлинского месторождений.

Как видно из приведенного краткого обзора, геологичес-кие позиции формирования колчеданных месторождений, при-уроченных к двум различным по возрасту тектоно-магмати-ческим комплексам, одинаковы. В обоих случаях колчедан-ное оруденение приурочено к мощным толщам осадочно-вул-каногенных пород и является эпигенетичным по отношению к ним.

Следует отметить, что время формирования структуры рудных полей Алаверди-Кафанской зоны определяется как конец средней и начало верхней юры, а Базумского рудно-

го района — начало среднего эоцена.

По данным С.С. Мкртчяна (1958), поднятие Кафанской зоны происходит в конце средней юры. В.Н. Котляр и Ю.А. Лейе (1966) на основании анализа развития структуры Кафанского рудного поля приходят к выводу, что "ее формирование произошло в течение относительно короткого отрезка геологического времени (верхний байос-оксфорд) в результате последовательного развития зоны разлома глубокого заложения, сопровождающегося прорывом магмы в верхние структурные этажи и процессами рудообразования".

По данным многих исследователей, начало формирования дебедской брахиантиклинальной складки, в пределах которой размещено промышленное оруденение Алавердской группы месторождений, относится к верхнебайосскому времени, к эпохе образования кошабердской свиты, в связи с чем перекрывающие ее липаритовые порфиры нормальную мощность сохраняют лишь на крыльях складки.

Если роль литолого-стратиграфических и структурных факторов в локализации колчеданного оруденения более или менее ясна, то вопрос связи его с тем или иным магматическим комплексом является дискуссионным. Наряду с представлением о генетической связи рудообразующих растворов с поствулканической деятельностью, имеется мнение о связи их с гранитоидными интрузиями. Одни исследователи колчеданное оруденение Алаверди-Кафанской зоны считают молодым — третичным и генетически связывают с гранитоидными интрузиями, другие же рассматривают его как более древнее — юрское образование, связанное с вулканизмом средне-верхнеюрского времени, в частности, с поствулканической газогидротермальной деятельностью, во времени совпадающей с периодом прекращения излияния лав.

Анализ изложенного фактического материала приводит к выводу о тесной пространственной и парагенетической связи колчеданного оруденения с кислыми субвулканическими интрузиями типа кварцевых дацитовых порфиров и плагиолипаритовых порфиров. Эта связь в общих чертах доказывается следующими данными: пространственной приуроченностью оруденения к субвулканическим интрузиям плагиолипаритовых и кварцевых дацитовых порфиров и локализацией его в метасоматитах, образовавшихся в результате

поствулканической сольфатарно-фумарольной деятельности юрских и эоценовых вулканических аппаратов; совпадением фаций глубинности и возраста контролирующих структур, субвулканических интрузий и колчеданных месторождений; отсутствием колчеданного оруденения в связи с крупными массивами гранитоидных интрузий, равно как и среди мощных эффузивных толщ, на площадях, где нет субвулканических образований; минералого-геохимической взаимообусловленностью пород субвулканического комплекса и колчеданного оруденения.

Парагенетическая связь колчеданного оруденения с субвулканическими интрузиями понимается в том смысле, что из единого магматического очага в определенной последовательности как в юрское, так и эоценовое время образовались эффузивные толщи, затем внедрились субвулканические интрузии кислого состава и, наконец, формировались серно-медно-колчеданные и барито-полиметаллические руды. Время и пути внедрения субвулканических интрузий и подъема рудоносных растворов обычно совпадало, что приводило к тесной пространственной приуроченности колчеданных месторождений к субвулканическим образованиям.

Непосредственно в районе колчеданных месторождений более или менее крупные интрузии гранитоидов отсутствуют; встречаются лишь их небольшие штоки и дайки. Крупные по занимаемой площади гранитоидные массивы обычно расположены на значительном расстоянии от месторождений. Так, например, Мегринский плутон, Цавский массив находятся в 30-35 км от Кафанского рудного поля.

Геологические наблюдения и радиогеохронологические определения, выполненные за последние годы, позволяют говорить о средне-верхнеюрском времени формирования колчеданного оруденения Алаверди-Кафанского пояса.

По имеющимся данным (С. С. Ванюшин, Ю. А. Лейе, Э. Г. Малхасян, 1957), абсолютный возраст оруденения Кафанского месторождения, по сравнению с установленным абсолютным возрастом нижнемелевого Цавского гранодиоритового массива в 130 млн. лет, выражается цифрой порядка 145-140 млн. лет, что соответствует средне-верхнеюрскому времени.

Согласно Г. П. Багдасаряну и С. А. Зограбяну (1967), полиметаллическое оруденение Ахтальского месторождения сформировалось в верхах верхней юры (140 ± 5 млн. лет),

что хорошо согласуется с возрастом субвулканических плагиолипаритовых порфиров (140–5 млн. лет).

Помимо отмеченных положений, можно привести и другие данные, позволяющие подробнее осветить особенности образования колчеданного оруденения, в частности, вопросы фаций глубинности и температурного интервала его формирования.

Вмещающие колчеданное оруденение вулканогенные породы в пределах рудных полей, как правило, подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям с образованием вторичных кварцитов и пропилитов. Эти типы изменения вмещающих пород на отдельных месторождениях проявлены в различной степени, однако общий характер их остается более или менее постоянным. Ореолы развития гидротермально измененных пород обычно захватывают более обширные площади, чем оруденение.

Пропилитизированные породы пользуются значительно большим развитием, обычно окаймляют поля вторичных кварцитов и выражены в альбитизации полевых шпатов, замещении первичных цветных минералов хлоритом, эпидотом, серицитом, кальцитом, реже цеолитами и др., с одновременным образованием пирита. Отмеченный комплекс минералов, по Д. С. Коржинскому (1955), характерен для среднетемпературной пропилитизации.

Вторичные кварциты имеют локальное развитие в пределах рудных полей и представлены в основном монокварцевой, диаспоровой, алунитовой, профиллитовой и, переходной в пропилитовое изменение, серицитовой фациями. Перечисленные фации вторичных кварцитов в той или иной степени развиты почти на всех колчеданных месторождениях, но наиболее отчетливо фиксируются на Тандзутском серноколчеданном месторождении. Судя по минеральным ассоциациям и характеру их развития, вторичные кварциты и пропилиты представляют собой средне-низкотемпературные образования малых глубин, тесно связанные с поствулканической деятельностью юрского и эоценового времени.

Как отмечает В. Н. Котляр (1963), "изменение вмещающих пород, рудная минерализация и наблюдающаяся при этом зональность на месторождениях, связанных с палеовулканизмом, являются результатом как газовых прорывов, так и последующей химической эволюции растворов, включая про-

цессы их взаимодействия с вмещающими породами и влияние смещения их с подземными водами".

В настоящее время имеется достаточно много данных в пользу пространственной и генетической связи формации вторичных кварцитов с областями интенсивного развития вулканизма в прошлые геологические эпохи.

Образование и распространение вторичных кварцитов и пропилитов в районах развития интенсивного вулканизма также свидетельствуют о пространственной и генетической связи этих метасоматических образований с вулканизмом. Отличительной чертой вторичных кварцитов в данном случае является отсутствие в них корундо-андалузитовых и диаспоровых кварцитов — пород внутренних фаций, образующихся в начальные стадии постмагматического процесса под воздействием наиболее кислых реагентов при температуре 300–400°. Исключение составляет Тандзутское месторождение, в пределах которого небольшим распространением пользуется только кварцево-диаспоровая фация.

Что же касается пород средней фации — алунитовых, пиррофиллитовых, реже диккитовых кварцитов и внешней фации — серицитовых кварцитов, то они отмечаются почти на всех колчеданных месторождениях и иногда пользуются значительным развитием (Тандзут, Кафан, Ахтала и др.). Вместе с тем следует подчеркнуть значительное развитие во вторичных кварцитах алунита — минерала, нетипичного для прочих измененных пород.

По сравнению со вторичными кварцитами более широким распространением пользуются пропилитизированные породы, которые одинаково характерны как для юрских, так и для эоценовых вулканогенных образований.

Для объяснения условий образования вторичных кварцитов и пропилитов, а также металлогенической специализации в областях активного вулканизма, большой интерес представляют исследования С.И. Набоко (1959, 1963). Как показали эти исследования, в современную эпоху интенсивный гидротермальный метаморфизм пород связан не со всеми вулканами, а с вулканами на андезитовой и более кислой стадий их деятельности, характеризующихся формированием экструзий. Путем сравнения современных гидротермально измененных пород с породами формации вторичных кварцитов из области проявления неогенового вулканизма Камчатско-Куриль-

ской дуги, С. И. Набоко (1963) приходит к выводу о близости характера этих образований в приповерхностной зоне. Таким образом, открытие формации вторичных кварцитов в указанной области и установление приуроченности отдельных месторождений к глубоко эродированным древним вулканам, а также открытие современного гидротермального метаморфизма пород в районах активных вулканов с современным образованием формации, близкой по составу к формации вторичных кварцитов, по мнению С. И. Набоко, свидетельствуют в пользу представления о сопряженности их формирования с развитием вулканизма. Нельзя не отметить также, что в современных и неогеновых гидротермально измененных породах обнаруживаются почти одни и те же элементы: As, Sb, Pb, Sn, Ga, Bi, Mo, V, Cu, Ag, Zn, Ba, Sr и др.

Приведенные закономерности образования гидротермально измененных пород в областях современного и неогенового вулканизма, очевидно, являются более общими и могут быть привлечены к объяснению генезиса подобных образований, связанных с вулканизмом более древних эпох. Сравнение вторичных кварцитов и пропилитов, развитых в разновозрастных тектоно-магматических комплексах и связанных с проявлением вулканизма юрской и эоценовой эпох, позволяет установить близость их минеральных фаций и условий формирования. В обоих случаях процессы гидротермального изменения пород сопряжены с вулканизмом. Гидротермально измененные породы служили благоприятной рудовмещающей средой в том случае, если до процессов рудоотложения они подвергались тектонической переработке с образованием зон дробления и трещиноватости, брекчированных горизонтов и рудоподводящих разрывных структур.

Рудные тела колчеданных месторождений морфологически представлены линзообразными и штокообразными залежами, жилами и зонами прожилково-вкрапленных руд. Довольно часто в пределах одного и того же месторождения наблюдаются комбинированные формы рудных тел — переходы от прожилково-вкрапленных зон к жилообразным или линзообразным и штокообразным телам. В ряде случаев рудные тела образуют группы, кулисообразно сменяя друг друга и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях. Подобное кулисообразное залегание рудных тел отмечается, в частности, на Шамлугском, Алавердском и Тандзутском месторождениях,

причем отдельные тела массивных сульфидных руд нередко окружены зонами вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения.

Некоторое разнообразие морфологии рудных тел колчеданных месторождений объясняется литологическими особенностями, физико-механическими свойствами и степенью тектонической переработки вмещающих пород. Так, на Шамлугском месторождении дорудные субвулканические тела плагиолипаритовых порфиров в породах нижнего вулканического комплекса (туфобрекчии порфиров) проявляются в виде даек, которые вверх по разрезу, в зонах отслаивания и рассланцевания, в контакте кератофировых брекчий с вышележащей свитой туфолесчаников или внутри последних, принимают форму пластовых интрузий и силлов. Такое же изменение морфологии и условий залегания рудных тел имеет место при переходе от более плотных вулканогенных пород к менее уплотненным или зонам отслаивания и рассланцевания. При этом, в нижних горизонтах месторождения развиты секущие жиллообразные тела, а в зонах интенсивно переработанных пород — липаритовых порфирах и их брекчиях — штокообразные и линзообразные залежи, падающие почти согласно с контактом.

На Алавердском месторождении штоки и линзы массивных колчеданных руд залегают в перемятых и рассланцованных породах зоны основного тектонического нарушения, а жильный и прожилково-вкрапленный тип оруденения западного фланга — в оперяющих трещинах. Линзообразные тела баритополиметаллических руд на Ахтале локализуются в контакте кварцевых дацитовых порфиров и андезитовых порфиров, а маломощные жилы и прожилки выполняют трещины в самих кварцевых дацитовых порфирах. На Тандзутском месторождении линзообразные тела серноколчеданных руд с ясно выраженной полосчатой текстурой приурочены к зонам отслаивания и рассланцевания в субвулканических липаритовых порфирах.

Рудные тела Кафанского месторождения представлены типичными жилами и зонами штокверкового оруденения в вулканогенных породах верхнего байоса, мало отличающихся по своим литологическим особенностям от пород перекрывающей свиты. Тектонические движения сопровождались здесь образованием многочисленных трещин, обусловивших жильную форму рудных тел Кафанского месторождения.

На основании вышеизложенного, рудные тела колчеданных месторождений Армении по морфологии можно подразделить на следующие типы:

1) линзообразные тела в зонах внутриформационного и межформационного отслаивания и рассланцевания (Тандзут, Чибухлы, Ахтала, Алаверди);

2) жилы и штокверки в зонах разрывных нарушений и оперяющих их трещинах (Кафан, южный и западный фланги Алавердского рудного поля);

3) штоки, с глубиной переходящие в секущие жилообразные тела (Шамлуг).

Руды колчеданной формации Армении характеризуются многообразием минеральных видов, среди которых наиболее широким распространением пользуются сульфиды, подобные им соединения, отчасти сульфосоли, сульфаты и другие соединения. Главными рудослагающими минералами являются: дисульфид железа, сульфиды меди, цинка и свинца. Из жильных минералов широко развиты силикаты, окислы и, в ряде случаев, сульфаты (барит, ангидрит, гипс).

Учитывая количественные соотношения минеральных комплексов, обособление руд в виде одновременно образовавшихся рудных тел, среди колчеданной формации можно выделить следующие типы оруденения: 1) серноколчеданный, 2) медноколчеданный, 3) полиметаллический и 4) баритовый. Первый из этих типов либо слагает самостоятельные скопления (Тандзут, Чибухлы), либо широко развит в медных и полиметаллических месторождениях. Медноколчеданный тип пользуется наиболее широким распространением и определяет основную промышленную ценность руд данной формации. Полиметаллические руды проявляются в тесной пространственной связи с перечисленными типами и образуют, с одной стороны, самостоятельные месторождения (Ахтала, Шаумян-Халадж), а с другой — наложены на медноколчеданное (Шамлуг, Алаверди) и, в небольшом количестве, на серноколчеданное (Тандзут, Чибухлы) оруденение.

Судя по минеральному составу руд, взаимоотношениям минеральных ассоциаций, текстурно-структурным особенностям различных типов руд, закономерностям пространственного размещения последних, процесс образования колчеданных месторождений носил длительный, прерывисто-непрерыв-

ный характер. В формировании колчеданных месторождений отчетливо выделяются два этапа – предрудный и рудный. В течение предрудного этапа происходило гидротермальное изменение пород, слагающих отдельные рудные поля, однако этот процесс продолжался и на протяжении рудного этапа, носящего отчетливо выраженный стадийный характер развития.

Процессы рудоотложения на колчеданных месторождениях в общих чертах развивались в следующие последовательные стадии минерализации: серноколчеданную, медноколчеданную, полиметаллическую, сульфатную и карбонатную. Кроме того, для Кафанского месторождения между медноколчеданной и полиметаллической выделяется еще медно-мышьяковая стадия. Перечисленные стадии минерализации на отдельных месторождениях проявлены с различной интенсивностью. Для колчеданных месторождений, связанных с эоценовым вулканизмом (Тандзут, Чибухлы), промышленно важной является серноколчеданная стадия, при небольшой роли медноколчеданной и подчиненной – полиметаллической стадий минерализации. На месторождениях Алавердской и Кафанской групп интенсивно проявлены медноколчеданная и полиметаллическая стадии, в процессе которых происходило образование промышленных скоплений медных и свинцово-цинковых руд. Что же касается сульфатной и карбонатной стадий, то они по существу являются безрудными и завершающими процесс рудоотложения. В одних случаях сульфатная стадия характеризуется массовым отложением барита (Ахтала), а в других – ангидрита и гипса (Алаверди, Шамлуг). С той или иной интенсивностью баритовая и ангидрит-гипсовая стадии, объединенные под названием сульфатной, развиты почти на всех колчеданных месторождениях Армении. Рудный этап завершается карбонатной стадией, также развитой в пределах рудных полей в виде прожилков, секущих как сульфидные руды, так и баритовые и ангидрит-гипсовые тела.

Признаки, свидетельствующие о взаимодействии при рудообразовании противоположных тенденций, обусловленных режимом серы и кислорода, устанавливаются в отдельных месторождениях, особенно в случаях наложения новых стадий минерализации. Это довольно отчетливо наблюдается в смене одних минеральных ассоциаций другими. В начальные стадии минералообразования при значительных концентрациях в растворах ионов S^{2-} и железа в среднетемпературных и

близповерхностных условиях происходит массовое выпадение пирита. В дальнейшем в связи с повышением концентрации ионов некоторых тяжелых металлов (Cu, Pb, Zn, Ag и др.) в условиях постепенного спада температуры происходит образование сульфидов меди, цинка, свинца в парагенезисе с подобными им соединениями и сульфосолями.

К конечным стадиям рудоотложения относится образование барита, ангидрита, гипса и карбонатов, иногда в значительных концентрациях. Такую смену сульфидной минерализации сульфатной, А. Г. Бетехтин (1955) объясняет повышением роли кислорода в близповерхностных условиях и в связи с этим, переходом аниона S^{2-} в продукт высшего окисления серы — катион S^{6+} . Этот катион входит в состав комплексного аниона $[SO_4]^{2-}$, устойчивого лишь в явно окислительных условиях, т.е. в обстановке, более богатой кислородом. Таким образом, значительное развитие сульфатов (барит, ангидрит, гипс) в колчеданных рудах довольно определенно свидетельствует о сравнительно низкотемпературных и близповерхностных условиях формирования колчеданных месторождений.

О небольшой глубине и температуре образования колчеданного оруденения, таким образом, свидетельствуют: 1) быстрая смена фаций во вторичных кварцитах и околорудных измененных породах, связанных генетически с вулканической деятельностью, 2) отчетливо выраженные явления телескопирования в рудах при наложении друг на друга различных по составу минеральных ассоциаций, 3) метасоматический характер развития оруденения, 4) заметное повышение кислородного потенциала в период последних стадий отложения руд, 5) значительное развитие в рудах метакolloидных структур и текстур, 6) наличие в составе руд барита и ангидрита, приуроченных исключительно к наиболее поздним стадиям минерализации.

О колебаниях температурного режима на всем протяжении процесса рудообразования и даже в течение отдельных стадий минерализации свидетельствуют имеющиеся данные по гомогенизации эмульсионных включений халькопирита в сфалерите ($\sim 350^\circ$), термическому обесцвечиванию фиолетового флюорита ($\sim 300^\circ$), а также решетчатые и пластинчатые структуры распада борнита в халькопирите ($\sim 270^\circ$), температурный интервал образования акантита в полиметал-

лическую стадию (не более 179°), условия образования гипогенного гипса, отложение которого происходит при температуре не более 100° .

Совокупность всех отмеченных особенностей формирования колчеданных месторождений Армении позволяет рассматривать весь ход рудообразования, как единый, прерывисто-непрерывный гидротермальный процесс, тесно связанный с поствулканической деятельностью очагов юрских и эоценовых вулканов.

Приуроченность колчеданного оруденения к кислым дифференциатам вулканического очага типа кварцевых дацитовых и липарито-дацитовых порфиров, по-видимому, следует объяснить металлогенической специализацией магмы.

Известно, что кислые дериваты более обогащены летучими, чем основные. Это положение на большом фактическом материале хорошо обосновано С. И. Набоко (1963) для областей современного вулканизма. Согласно этим данным, андезитовая магма по сравнению с базальтовой при подходе к поверхности Земли богаче летучими — сернистыми газами, соединениями бора и мышьяка. Это подтверждается также экспериментальными работами Н. И. Хитарова (1961), согласно которым кислый расплав может растворить больше воды, чем базальт, и большую часть сбрасывает в условиях верхних структурных этажей.

По визуальным наблюдениям С. И. Набоко (1963), отделение летучих из андезитовой лавы происходит в течение более длительного времени, чем из базальтовой, что обуславливает длительность поствулканической деятельности андезитовых вулканов. Все это, несомненно, влияет на интенсивность гидротермальных процессов и приуроченность их к проявлениям андезитового и более кислого вулканизма.

Из исследований К. Н. Феннера (1923), Е. Г. Аллена и Е. Г. Зиеса (1923) известно, что многолетняя фумарольная деятельность вулкана Катмай сопровождалась иногда отложением рудного вещества. В возгонах фумарол были обнаружены разнообразные сульфаты, хлориды, фториды и сера; местами происходило отложение магнетита и водной окиси молибдена. В отложениях фумарол К. Н. Феннер (1923) обнаружил галенит, сфалерит, ковеллин, котунит и большое количество пирита и рассеянных окислов железа.

Таблица 41

Сводная таблица главнейших особенностей колчеданных месторождений Армении

Основные черты условий образования	Рудные районы		
	Алавердский	Кафанский	Базумский
Рудовмещающие породы	Агломератовые туфы, липаритовые порфиры, туфобрекчии андезитовых порфиритов, кварцевые дацитовые порфиры верхнего байоса	Кварцевые андезито-дацитовые и андезитовые порфириты верхнего байоса	Липаритовые порфиры, андезитовые порфириты и их пирокласты среднего эоцена
Состав и возраст интрузий :	Плагииолипаритовые порфиры средне-верхнеюрского возраста	Кварцевые дацитовые и липарито-дацитовые порфиры средне-верхнеюрского возраста	Липаритовые порфиры средне-эоценового возраста
Пространственная и парагенетическая связь оруденения с интрузиями	Тесная связь оруденения с окварцованными плагииолипаритовыми порфирами	Тесная связь с кварцевыми дацитовыми порфирами	Тесная связь с липаритовыми порфирами
Структурный контроль оруденения	Вулкано-тектонические структуры, осложненные близмеридиональными, широтными и СВ разрывными нарушениями	Вулкано-тектонические структуры, разбитые разрывными нарушениями близмеридионального и широтного простирания	Вулкано-тектонические структуры, осложненные широтными и СЗ разрывными нарушениями
Морфология рудных тел	Линзы, штоки, переходящие в жилкообразные тела и зоны прожилково-вкрапленного оруденения	Жилы, штокверковые тела и зоны вкрапленного оруденения	Линзы, жилкообразные тела и зоны прожилково-вкрапленной минерализации
Возраст оруденения	Средне-верхнеюрский	Средне-верхнеюрский	Среднеэоценовый
Типы руд	Серноколчеданный, медноколчеданный, медно-цинковый, полиметаллический и баритовый	Серноколчеданный, медноколчеданный, медно-мышьяковый и полиметаллический	Серноколчеданный, медноколчеданный и слабо выраженный полиметаллический
Текстурные особенности руд	Руды мелкозернистые и колломорфные; характерна вертикальная зональность отложения	Руды колломорфные и мелкозернистые	Руды колломорфные и мелкозернистые
Примеры месторождений	Алаверди, Шамлуг, Ахтала	Кафан, Шаумян-Халадж	Тандзут, Чибухлы
Главнейшие металлы и элементы	Cu, Zn, Pb, S, Ba (Cd, Au, Ag, Se, Te)	Cu, Zn, Pb, As, S, (Au, Ag, Cd, Se, Te, Ge, Jn)	S, Cu (Zn, Au, Ag, Se)

В скобках приведены второстепенные металлы и характерные примеси.

формаций в однотипных структурах, в частности, в однотипных структурах разного возраста. Такое определение самостоятельности формационного типа находит свое подтверждение в условиях Армении и соседних районов Азербайджана и Грузии, где вмещающий промышленное колчеданное оруденение комплекс осадочно-вулканогенных пород встречается в однотипных структурах разного возраста.

На основании вышеизложенного можно отметить, что колчеданные месторождения Армении, парагенетически тесно связанные с вулканизмом юрского и эоценового времени, проявляют много сходных черт и относятся к гидротермальным субвулканическим образованиям. Колчеданное оруденение объединяется в единую рудную формацию, которая формировалась в Альпийскую металлогеническую эпоху.

СРАВНЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР С
КОЛЧЕДАННЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ МАЛОГО
КАВКАЗА

Месторождения колчеданных руд Армении по геолого-структурному положению, составу вмещающих пород, характеру их гидротермального изменения, морфологии рудных тел, минеральному составу руд и условиям формирования оруденения при сравнении с аналогичными месторождениями Малого Кавказа проявляют много сходных черт.

Однако прежде чем приступить к сравнительной характеристике, приведем краткие сведения по колчеданным месторождениям Малого Кавказа. В этом регионе месторождения колчеданных руд особенно широко развиты в пределах Сомхето-Карабахской тектоно-магматической зоны и представлены Маднеульской группой в Южной Грузии, Чирагидзор-Тоганалинской группой и Кедабекским месторождением в Азербайджане, месторождениями Дзансул и Кварцхана в Артвинском округе Турции и другими менее значительными по масштабу рудопроявлениями.

Маднеульская группа месторождений расположена в пограничном с Алавердским Болнисском районе Грузинской ССР и объединяет собственно Маднеульское, Давид-Гареджинское и Абульмульк-Дарбазское рудные поля, сложенные колчеданными медными, полиметаллическими и баритовыми рудами. Рудные поля размещены в области развития верхнемеловых вулканогенно-осадочных толщ.

Особенности формирования колчеданных месторождений Южной Грузии изучены В. Р. Надирадзе (1962) и Ю. И. Назаровым (1962, 1964). Согласно этим данным, в строении рай-

она большую роль играют вулканогенно-осадочные породы верхнего мела и эоцена, при незначительном развитии вулканогенных образований юрского возраста. Все эти отложения прорваны небольшими интрузиями кварцевых диоритов, альбитофиров и дацитов верхнеэоценового возраста. С последними в тесной пространственной связи находится колчеданное оруденение.

Среди месторождений медноколчеданных руд наибольший интерес представляют Маднеульское и Цительсопельское, сложенные пластообразными, штокообразными залежами, жилами и штокверками широтного и северо-восточного простирания среди вторичных кварцитов, возникших в результате гидротермальной переработки верхнемеловых (верхний турон-сантон) вулканогенных пород кислого состава.

Оруденение в большинстве случаев контролируется дайками альбитофиров, различных порфиров и порфириров и прослеживается вдоль даек, с перерывами, на 1-2 до 5 км.

Размеры пластообразных рудных тел колеблются в пределах 0,1-1,5 кв.км, при мощности их обычно от нескольких десятков до 100 и более метров. Мощность рудных жил небольшая - 5-20 см и только в раздувах достигает 0,5-1 м, на глубину оруденение прослежено до 300 м, при содержании Cu в 2%.

Главными рудослагающими минералами являются халькопирит, пирит и кварц с примесью борнита, халькозина, блеклых руд, сфалерита, галенита, кальцита и барита.

Из месторождений медно-полиметаллических и барито-полиметаллических руд наибольший интерес представляют Дамблудское и Маднеульское. Оруденение представлено крутопадающими жилами северо-восточного и широтного простирания среди туфопесчаников средней юры и прорывающих их дацитов верхнего эоцена. Мощность жил обычно составляет 0,5-0,6 м. По простиранию главная жила прослежена на 180 м при средней мощности 0,7 м.

Руды сложены сфалеритом, баритом и кварцем с небольшой примесью пирита, халькопирита, борнита, блеклых руд, кальцита, изредка самородного золота. Скопления барита нередко обособлены среди вулканогенных отложений турона и представлены жилообразными залежами и гнездами сульфата бария с примесью кварца, кальцита и вкрапленностью сульфидов - галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и борнита.

По простирацию баритовые тела прослеживаются до 200 м при мощности от 0,2 до 2 м.

Баритовые залежи, залегающие на Маднеульском месторождении в верхней части разреза рудоносной толщи, с глубиной переходят в полиметаллическое, а затем в медноколчеданное оруденение.

Для всех месторождений Маднеульской группы Ю. И. Назаровым подчеркивается их тесная пространственная связь с дацитовыми субвулканическими интрузиями и взаимосвязь серно-медноколчеданных, полиметаллических и баритовых руд. Характерными признаками являются также: бонанцовый характер руд, их мелкозернистость, значительная роль колломорфных структур и телескопированность оруденения. Все это в совокупности сближает месторождения Маднеульской группы с колчеданными месторождениями северной части Армянской ССР.

Чирагидзор - Тоганалинская группа месторождений расположена в Ханларском районе Азербайджанской ССР и в структурном отношении находится в пределах Сомхето-Карабахской пологоскладчатой зоны. Здесь, среди вулканогенно-осадочных образований юры, залегают крупные концентрации серного колчедана Чирагидзорского и Тоганалинского месторождений.

Чирагидзорское месторождение детально описано в работах К. Н. Паффенгольца, Е. Г. Багратуни и М. П. Русакова, Ш. А. Азизбекова, М. А. Кашкая и др.

Район месторождения сложен кварцевыми порфирами, на которых трансгрессивно залегает толща, состоящая из конгломератов, порфиритов и туфов средней юры. Вся эта мощная вулканогенная толща юры несогласно перекрывается туфогенно-осадочными образованиями туронского возраста.

Морфологически рудные тела представлены штоками, залегающими среди гидротермально измененных кварцевых порфиров. Все штоки залегают в лежащем боку разлома северо-восточного простираения. Массивные сплошные руды штоков нередко постеленно переходят во вкрапленное оруденение. Размеры штоков составляют по длинной оси 100-120 м, по короткой - 40-50 м при мощности 10-30 м.

Руды сложены мелкозернистым или колломорфным пиритом с незначительной примесью халькопирита, сфалерита, галенита, борнита и блеклых руд. Среди нерудных минералов

основным является кварц, к которому примешиваются барит, кальцит и гипс.

Серноколчеданные штоки секутся более поздними жильными рудными телами, состоящими из халькопирита и борнита или сфалерита и галенита с примесью блеклых руд, самородного золота и серебра. Мономинеральные серноколчеданные руды содержат от 48 до 53% S. В смешанных рудах содержание S составляет от 21 до 35%; кроме серы, в них отмечается наличие Cu, Pb, Zn.

Тоганалинское месторождение расположено в 3 км к югу от Чирагидзорского и подробно описано М. А. Кашкаем.

Тоганалинское месторождение характеризуется вкрапленным типом оруденения и по запасам серного колчедана является наиболее крупным на Малом Кавказе. Оруденение размещено в кварцевых порфирах байосского возраста, которые в районе перекрываются батскими вулканогенными образованиями, представленными различными порфиритами, их туфами и туфоконгломератами.

Промышленный интерес представляют густовкрапленные руды, состоящие из пирита, кварца, хлорита, серицита и каолинита. В рудах в малых количествах отмечаются: халькопирит, борнит, тетраэдрит, барит и спорадически - гематит, магнетит, сфалерит и галенит.

Из краткого описания Чирагидзорского и Тоганалинского месторождений можно прийти к выводу о сходстве условий их образования и состава руд с колчеданными месторождениями других районов Малого Кавказа. В частности, серноколчеданные руды Чирагидзор-Тоганалинской группы месторождений весьма сходны с аналогичными рудами Тандзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР.

Кедабекское медное месторождение расположено в 1 км к северо-западу от одноименного райцентра, на восточном склоне г. Мисдаг.

Первые разработки на месторождении были начаты в 1849 г.; позднее Кедабекский рудник перешел в руки частных предпринимателей и концессионеров.

Вопросы геологического строения и рудоносности Кедабекского месторождения меди обстоятельно освещены в трудах К. Н. Паффенгольца, М. А. Кашкая, Ш. А. Азизбекова, Г. И. Керимова и многих других исследователей.

Район месторождения сложен вулканогенно-осадочными образованиями средней и верхней юры. В основании стратиграфического разреза развиты различные порфириды и реже интенсивно ороговикованные туфы "нижней вулканогенной толщи" нижебайосского возраста. Последняя с небольшим угловым несогласием перекрывается толщей кварцевых порфиров верхнего байоса. В районе месторождения кварцевые порфиры интенсивно гидротермально изменены, переработаны во вторичные серицитовые, мусковитовые, биотитовые, каолининовые кварциты и являются рудавмещающими породами. Штоки медно-серноколчеданных и полиметаллических руд Кедабекского месторождения размещены во вторичных кварцитах, возникших за счет гидротермальной переработки кварцевых порфиров.

Толща кварцевых порфиров трансгрессивно перекрывается эффузивно-пирокластическими образованиями батского яруса. Породы этой "верхней вулканогенной толщи" сложены плагиоклазовыми, роговообманковыми порфиритами, их туфами и мелкообломочными туфобрекчиями. Выше по разрезу залегают келловей-оксфордские тонкослоистые туфогенно-осадочные породы.

Стратиграфический разрез юрских образований района месторождения венчается карбонатными отложениями лузитанского яруса.

В районе месторождения значительным развитием пользуются интрузивные породы двух разновозрастных групп. Более ранними являются плагиогранит-порфиры предбатского возраста, которые в северной и северо-восточной частях месторождения прорывают кварцевые порфиры и перекрываются вулканогенными породами бата. Более поздними являются нижнемеловые гранитоиды, которые слагают полифазную интрузию. Породы первой фазы представлены габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, диоритами, а второй фазы — кварцевыми диоритами, гранодиоритами, местами тоналитами и банатитами.

Структурное положение месторождения определяется его приуроченностью к антиклинальной складке северо-западного простирания, осложненной многочисленными разрывными нарушениями. Среди последних различают как дорудные, так и послерудные разломы в общем северо-западного простирания. В формировании оруденения на Кедабеке важную роль

сыграла трещинная тектоника.

Рудные тела морфологически представлены штоками и линзами, которые размещены в верхней части кварц-порфировой толщи. Общее падение рудных тел юго-западное под углом 30-70°. Длина штоков колеблется от 10 до 250 м, ширина — до 100 м, а по падению они прослеживаются на 100-150 м.

Рудные штоки сложены медной, серноколчеданной и реже цинковой рудами. Медное и медно-цинковое оруденение развито преимущественно в верхних горизонтах штоков.

Руды Кедабекского месторождения обычно массивные, но отмечаются также прожилковые, вкрапленные и рыхлые разновидности. Сложены они халькопиритом, пиритом, сфалеритом, кварцем и баритом. В небольшом количестве присутствуют арсенопирит, тетраэдрит, пирротин, марказит, магнетит, гематит, халькозин, ковеллин, куприт, золото и другие второстепенные минералы.

Вопрос генезиса Кедабекского месторождения является дискуссионным; существуют две точки зрения о происхождении оруденения этого месторождения. М. А. Кашкай медно-серноколчеданное и тесно связанное с ним колчеданно-полиметаллическое оруденение Малого Кавказа, в том числе и Кедабекского месторождения, парагенетически связывает с субвулканической фазой кварцевых порфиров среднеюрского возраста.

В последние годы Г. И. Керимов высказал несколько иную точку зрения. Серноколчеданные и медно-цинковые руды Кедабекского месторождения он рассматривает как разноэтапные образования: серноколчеданное оруденение (первый этап) связывает с предбатскими плагиогранит-порфирами, а медно-колчеданные и медно-цинковые руды (второй этап) считает наложенными на серноколчеданный этап и формирование их считает результатом постмагматической деятельности кварц-диоритовой интрузии нижнемелового возраста.

В единой с армянскими месторождениями тектоно-магматической и металлогенической зоне расположены также колчеданные месторождения Артвинского округа Турции, среди которых наиболее значительными по масштабу оруденения являются Дзансул и Кварцхана.

Месторождения Артвинского округа описаны В. Ковенко (1942) и А. Lange (1943). Район сложен верхне-

меловыми андезитами и дацитами с прослоями мергелей. Меловые отложения перекрыты толщей туфопесчаников эоценового возраста.

Среди интрузивных пород наиболее древними являются гранитогнейсы, которые катаклизованы и трансгрессивно перекрыты вулканогенной толщей юры. Древние гранитогнейсы пересечены штоками кварцевого диорита и кварцевого альбитофира. Последние секут также эоценовую толщу и являются более молодыми — верхнеэоценовыми—нижеолигоценовыми образованиями.

Морфологически рудные тела представлены гнездами, штоками и жилообразными телами, залегающими среди гидротермально интенсивно измененных пород. Оруденение контролируется взбросовыми нарушениями северо-западного простирания.

Колчеданное оруденение является эпигенетичным по отношению к вмещающим породам и парагенетически в смысле единства глубинного очага связывается со штоками и дайками кварцевых диоритов и кварцевых альбитофиров.

Дзансульское (Мургульское) месторождение сложено колчеданным штоком, залегающим в дацитах и их туфах. Рудный шток по простиранию прослежен на 300 м, по падению — на 180 м. Мощность рудного тела составляет 60–80 м. Во вторичных кварцитах оруденение представлено тонкой смесью халькопирита, пирита и борнита; руды мелкозернистые и колломорфные и содержат 2–3% Cu.

На участке рудного поля серно-медноколчеданный шток пересечен жилообразными телами мелкозернистого галенита. Свинцовое оруденение является, очевидно, продуктом более поздней стадии рудоотложения.

Кварцханское (Бешаульское) месторождение. Оруденение морфологически представлено жилообразной залежью. Рудное тело прослеживается вдоль плоскости взброса северо-западного простирания и залегает под мощной (до 100 м) альбитофировой дайкой. Нижней границей распространения оруденения являются верхнемеловые мергели.

Рудное тело по простиранию прослежено на 200 м при мощности 10–20 м. К лежащему боку дайки альбитофира, кроме главного рудного тела, приурочиваются маломощные прожилки и прослои сульфидов.

Руды представляют собой тонкозернистую смесь пирита и халькопирита с небольшой ролью борнита, галенита, сфалерита, иногда гематита и арсенопирита. Из нерудных минералов присутствуют кварц, барит, кальцит и гипс. Следует отметить, что в всячем боку рудного тела местами встречаются небольшие гнездообразные скопления сфалерита.

Содержание Cu в рудах в среднем составляет 4,5%. Кроме меди, руды содержат до 2% As , до 1,2% Zn и немного Sb , Ag и Au .

Дзансульское и Кварцханское месторождения колчеданных руд по условиям образования, морфологии рудных тел и составу руд проявляют большое сходство с колчеданными месторождениями Алавердского и Базумского рудных районов. К отличительным чертам относится возраст рудовмещающих толщ: в отличие от вулканогенной толщи среднеюрского возраста, вмещающей колчеданное оруденение Алавердского района, в Артвинском округе и Базумском рудном районе рудовмещающими являются более молодые образования – породы верхнего мела и эоцена.

Краткое изложение основных особенностей геологического строения и оруденения главнейших колчеданных месторождений Малого Кавказа позволяет нам провести параллель между месторождениями Армении, Азербайджана, Южной Грузии и Артвинского округа Турции. При сравнении месторождений перечисленных областей прежде всего бросается в глаза их приуроченность к вулканогенным образованиям, которые проявляют сходство по комплексу пород. Вмещающими колчеданное оруденение породами, независимо от их возраста, на указанных месторождениях являются кварцевые дацитовые порфиры, липаритовые порфиры, андезито-дацитовые порфириты и их пирокласты. С учетом возраста и состава рудовмещающих пород полную аналогию проявляют Ахталское (Армения), Чирагидзорское, Тоганалинское и Кедабекское (Азербайджан) месторождения, оруденение которых размещено в кварцевых дацитовых порфирах верхнего байоса. Аналогичная картина наблюдается на месторождениях Южной Грузии и Артвинского округа Турции; вмещающие породы представлены андезито-дацитами, их туфами и плагиолипаритовыми порфирами верхнемелового возраста. Между тем, на Тандзутском и Чибухлинском месторождениях вмещающими породами являются те же андезиты и липаритовые порфиры, но более молодого – средне-

эоценового возраста.

Сравнение субвулканических интрузивных образований позволяет подчеркнуть их близкий состав на различных колчеданных месторождениях. Субвулканические интрузии, с которыми парагенетически связано колчеданное оруденение, на месторождениях Кафан, Шаумян-Халадж, Ахтала, Тандзут, Чибухлы, Чирагидзор, Тоганалы, Кедабек по составу отвечают кварцевым дацитовым и липаритовым порфирам, а на Алавердском, Шамлугском, Маднеульском, Цителсопельском, Дзансульском и Кварцханском месторождениях они представлены плагиолипаритовыми порфирами. При этом возраст субвулканических интрузий для армянских (Алаверди-Кафанская зона) и азербайджанских месторождений идентичный - средне-верхнеюрский, в то время как для остальных объектов он различный - в Южной Грузии верхнемеловой, Тандзут-Чибухлинской зоне средне-эоценовый, Артвинском округе верхнеэоценовый.

Характерной особенностью для рудовмещающих пород во всех месторождениях является их интенсивное гидротермальное изменение и превращение во вторичные кварциты. Последние, в свою очередь, характеризуются среднетемпературными минеральными фациями и отсутствием в них наиболее высокотемпературных, внутренних фаций. Гидротермально измененные породы сравниваемых месторождений по минеральному составу весьма близки и представлены кварц-серицит-диаспор-дикит-алунит-пиррофиллитовыми метасоматитами. Указанные минералы в том или ином количестве встречаются почти на всех колчеданных месторождениях Малого Кавказа. В отличие от остальных на Чирагидзорском серноколчеданном месторождении (Азербайджан) В. И. Алиевым установлены и описаны зунитовые кварциты.

В структурном отношении колчеданное оруденение как на месторождениях Армении, так и Азербайджана, Южной Грузии и Артвинского округа Турции приурочено к вулканическим постройкам, осложненным разрывными нарушениями. На всех месторождениях отмечается приуроченность рудных тел к разноориентированным разрывным нарушениям и зонам дробления и межслоевого скольжения, возникшим на контакте различных по своим литологическим и физико-механическим свойствам пород. Вместе с тем ориентировка рудоконтролирующих разрывных нарушений почти на всех сопоставляемых место-

рождениях единая; это прежде всего нарушения северо-западного, северо-восточного и близмеридионального простира-ния, за исключением Тандзутского и Чибухлинского место-рождений, где преобладающими являются субширотные струк-туры.

Некоторые различия отмечаются в морфологии рудных тел колчеданных месторождений Малого Кавказа. В Шамлуге, Ала-верди, Чирагидзоре, Дзансуле и Кварцхане рудные тела пред-ставлены преимущественно штоками и гнездами. Линзы наи-более характерны для Ахталского, Тандзутского, Чибухлин-ского и Кедабекского месторождений. Для месторождений Ка-фанской группы (Кафан, Шаумян, Халадж) характерны жилы и штокверки, а для Маднеульской группы (Южная Грузия) — пластообразные залежи. Однако, в сравниваемых месторож-дениях общими являются частые переходы одних форм рудных тел в другие. Как правило, жилообразные тела в верхних го-ризонтах рудоносных пород переходят в штоки, линзы и пластооб-разные залежи (Шамлуг, Алаверди, Тандзут, Чибухлы, Чирагидзор, Кедабек, Маднеули, Дзансул, Кварцхана), или же линзы и штоки сопровождаются зонами вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд.

Переходя к типам руд, следует отметить, что меднокол-чеданные месторождения Шамлуг, Алаверди и Кафан анало-гичны месторождениям Кедабек, Маднеули, Кварцхана и Дзан-сул. Главным на всех этих месторождениях является медно-колчеданный тип. К собственно серноколчеданному типу отно-сятся Тандзут, Чибухлы в Армении и Чирагидзор, Тоганалы в Азербайджане. Сходство всех месторождений Малого Кав-каза заключается в присутствии в составе руд колчеданно-полиметаллического типа. Отличительной чертой Кафана явля-ется наличие в рудах медно-мышьякового (халькопирит-энер-гитового) типа.

В распределении различных типов руд на медно-сернокол-чеданных и барито-полиметаллических месторождениях наблю-дается некоторая зональность. В Шамлуге и Алаверди поли-металлические руды, развитые на верхних горизонтах, с глу-биной переходят в медно-цинковое, а затем в медноколчедан-ное оруденение. На Кафани с северо-запада на юго-восток серноколчеданные руды через медноколчеданные и медно-мы-шьяковые переходят в полиметаллические руды. Баритовые залежи верхних горизонтов Ахталы с глубиной переходят в

массивные, а затем во вкрапленные полиметаллические руды. Аналогичная картина отмечается на Маднеули, где барит на глубину сменяется полиметаллическими и медноколчеданными рудами. Серный колчедан нижних горизонтов Кедабека по мере движения вверх становится медистым, а затем переходит в медный колчедан; цинковая обманка занимает промежуточное положение между серным и медным колчеданом.

Колчеданные руды по минеральному составу проявляют как сходные, так и отличительные черты. Для медноколчеданных месторождений Армении, Азербайджана, Южной Грузии и Турции главным рудообразующим минералом является халькопирит с подчиненной ролью пирита, сфалерита и галенита. Кроме того, на Кафана, в отличие от всех других месторождений, значительную роль играет энаргит. Последний присутствует также в серноколчеданных рудах Тандзута. Характерными нерудными минералами являются кварц, карбонаты и барит. Последний на месторождениях Ахтала и Маднеули образует промышленные скопления в тесной ассоциации с полиметаллами. Среди второстепенных минералов отмечаются теннантит, тетраэдрит, эмплектит, виттихенит, ковеллин, марказит, аргентит, электрум, станнин и многие другие. Из минералов, отсутствующих на других месторождениях, в рудах Кафана и Ахталы обнаружены и описаны алтаит, минералы германия (ренъерит, германит) и серебра (штроейерит, стефанит, ялпайт и др.).

Возраст оруденения месторождений Алаверди-Кафанской зоны Армении и Азербайджана аналогичный и датируется как средняя-верхняя юра. Сравнительно близкий возраст имеют Тандзутское, Чибухлинское месторождения Армении (средний эоцен) и Артвинского округа Турции (верхний эоцен). Промежуточное положение по возрасту оруденения занимают месторождения Маднеульской группы в Южной Грузии (верхний мел).

С точки зрения условий формирования все сравниваемые месторождения являются результатом выполнения полостей и метасоматического замещения вмещающих вулканогенно-осадочных пород рудоносными растворами и представляют собой средне-низкотемпературные гидротермальные образования малых глубин.

Таблица 42
Сравнительная характеристика колчеданных месторождений Малого Кавказа

Сравнительные данные	А р м е н и я		А з е р б а й д ж а н	Г р у з и я	Т у р ц и я
	Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Шаумян-Халадж	Тандзут, Чибухлы	Чирагидзор, Тоганалы, Кеда- бек	Маднеули, Цителсопели	Дзансул, Кварцхана
Рудовмещающие породы и их возраст	Агломераты, липаритовые порфиры, ан- дезитовые порфириты, кварцевые даци- товые порфиры. Верхний байос-бат	Липаритовые порфиры, анде- зитовые порфириты и их пи- рокласты. Средний эоцен	Кварцевые плагиопорфиры. Вер- хний байос	Вулканогенные отложения. Верхний мел	Дациты и их туфы. Верхний мел
Состав и возраст ин- трузий	Плагиолипаритовые порфиры, кварцевые дацитовые порфиры. Средняя-верхняя юра	Липаритовые порфиры. Сред- ний эоцен	Кварцевые порфиры. Средняя юра	Дацинты, кварцевые альби- тофиры. Верхний мел	Кварцевые альбитофиры Верхний эоцен
Зоны порудных разломов	Нарушения СЗ, СВ и близмеридиональ- ного простирания	Нарушения субширотного и СЗ простирания	Нарушения СВ и СЗ простира- ния	Разноориентированные, крутопадающие сбросовые нарушения	Взбросовые нарушения СЗ простирания
Возраст оруденения	Средняя-верхняя юра	Средний эоцен	Средняя юра	Верхний мел	Верхний эоцен
Характер изменения вме- щающих пород	Кварц - серицит - диккит - алуни- товые кварциты	Кварц-серицит-диаспор- алунит-пиррофиллитовые кварциты	Серицит-каолинит-пиррофил- лит-зунитовые кварциты	Кварц-серицит-диккит- алуни-то-вые кварциты	Вторичные кварциты
Морфология рудных тел	Штоки, линзы, жилы, штокверки	Линзы, жиллообразные тела	Штоки, линзы, жиллообразные тела	Пластообразные залежи, штоки, жилы, штокверки	Штоки, жиллообразные тела
Типы руд	Медно-серноколчеданный, медно-мышь- яковый, полиметаллический, баритовый	Серно-медноколчеданный, полиметаллический	Серно-медноколчеданный, мед- но-цинковый, полиметалличес- кий	Медно-серноколчеданный, полиметаллический, бари- товый	Медно-серноколчедан- ный, медно-цинковый
Главные рудообразую- щие минералы	Халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, энаргит, кварц, барит	Пирит, халькопирит, сфале- рит, галенит, кварц, карбо- нат	Пирит, халькопирит, сфалерит, кварц	Халькопирит, пирит, сфа- лерит, галенит, кварц, ба- рит	Пирит, халькопирит, сфалерит, кварц, ба- рит

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Основные научные выводы и некоторые практические рекомендации, вытекающие из работы, сводятся к следующему:

1. Характерной особенностью колчеданных месторождений Алавердского, Кафанского и Базумского рудных районов, представляющих собой эпигенетические по отношению к рудовмещающим осадочно-вулканогенным толщам образования, является тесная пространственная приуроченность к разновозрастным тектоно-магматическим комплексам и размещение в весьма близких по составу осадочно-вулканогенных породах кислого и среднего состава (липаритовые порфиры, агломераты, кислые туфы, кварцевые дацитовые порфиры, различные порфириты и пирокластические их разновидности) вблизи внедрившихся субвулканических интрузий кварцевых дацитовых порфиров и плагиолипаритовых порфиров и практически отсутствует в удаленных от них районах.

2. Намечается совпадение фаций глубинности и времени формирования субвулканических интрузий и колчеданных месторождений. И те, и другие представляют собой образования, формировавшиеся в условиях небольшой глубины от поверхности и невысокой температуры. По времени образования они также близки. Возраст субвулканических интрузивных тел и колчеданного оруденения по геологическим наблюдениям для Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоны определяется как средняя юра - низы верхней юры, а для Базумского рудного района - верхи среднего эоцена. С геологическими данными хорошо согласуются определения абсолютного возраста субвулканических интрузий и колчеданного оруденения по калий-аргоновому методу. В цифровом выражении они составляют для Алаверди-Кафанской зоны (Шамлуг-Кафан) 145-155 млн. лет, а для Базумского рудного района

(Тандзут) - 40-47 млн. лет.

3. Наряду с магматическим фактором в пространственном размещении колчеданных месторождений большое значение имеют дизъюнктивные структуры, представленные относительно крупными разрывными нарушениями, контролирующими размещение рудных узлов и локальными нарушениями северо-западного, северо-восточного и широтного простирания, обуславливающими локализацию колчеданного оруденения в пределах рудных полей и отдельных месторождений. При этом в образовании промышленных концентраций руд отчетливо выступает роль участков трещиноватых пород и особенно зон внутрiformационного и межпластового рассланцевания, возникших преимущественно в приконтактных частях разнородных по литологическим особенностям и физико-механическим свойствам пород.

4. Благоприятными для рудоотложения породами являются эффузивы кислого и среднего состава и пирокластические их разности. При формировании концентраций богатых колчеданных руд большое значение имеют метасоматические процессы, протекающие особенно интенсивно в благоприятной, в литологическом отношении, среде (кислые эффузивы, известковистые туфы, туфобрекчии) или вырисовывается роль непроницаемых для растворов пород, перекрывающих образования, благоприятные для метасоматоза и рудоотложения.

Жильные и штокверковые тела образуются путем выполнения минеральным веществом трещин, обычно в породах, не поддающихся замещению (различные порфириды, туфобрекчии и др.) и разбитых трещинами.

Приуроченность промышленного оруденения к вулканогенным образованиям, по-видимому, следует объяснить большой пористостью вмещающих, особенно туфогенных пород и химической их активностью в отношении осаждения рудного вещества, а также способностью эффузивов к образованию трещинных полостей.

5. Вулканогенные породы и пирокластические их разности, широко распространенные в пределах рудных полей, как правило, подвергнуты гидротермальным изменениям. Эти изменения как юрских (Алавердский и Кафанский рудные районы), так и среднеэоценовых (Базумский рудный район) рудо-вмещающих пород носят почти одинаковый характер. Наи-

большим площадным распространением в рудных полях пользуется пропилитизация, развивающаяся преимущественно в вулканогенных породах среднего состава. Менее распространена формация вторичных кварцитов, состоящая в основном из среднетемпературных фаций — монокварцитов, диаспоровых, алунитовых, диккитовых, пирофиллитовых и серицитов кварцитов. Характерной особенностью вторичных кварцитов является отсутствие в них высокотемпературных фаций. Эти метасоматические образования широко развиты в вулканогенных породах кислого, частично среднего состава.⁶ Процессы, приведшие к образованию пропилитов и вторичных кварцитов, тесно связаны с рудоотложением. Околожилные изменения проявляются локально, вблизи рудных тел или вдоль трещин и сопровождают рудоотложение. На отдельных месторождениях (Шамлуг, Ахтала и др.) отмечаются эпигенетические по отношению к сульфидам образования серицита, хлорита, карбоната и других минералов.

6. Образование метасоматических пород и колчеданного оруденения имело место в различные этапы единого прерывисто-непрерывного процесса, тесно связанного с гидротермальной деятельностью вулканических очагов.

Процессы колчеданного рудообразования протекали в ряд последовательно развивающихся стадий минерализации в условиях относительно быстрого понижения температуры и давления, при различных соотношениях концентраций компонентов и изменении режима кислотности-щелочности в растворах. Эти особенности в рудоотложении на колчеданных месторождениях Алавердского, Кафанского и Базумского районов выражены в развитии многокомпонентных руд с заметной ролью сульфатов в них, в наличии целого ряда характерных минеральных ассоциаций, в смене одних типов руд другими и их наложении в пределах небольшого вертикального интервала, в широком распространении колломорфных структур и др.

В обобщенном виде процессы рудоотложения на колчеданных месторождениях протекали в следующие средне-низкотемпературные стадии минерализации: серноколчеданную, медноколчеданную, полиметаллическую, сульфатную (баритовую и ангидрит-гипсовую) и карбонатную. Перечисленные стадии рудоотложения в той или иной степени характерны для всех колчеданных месторождений. Вместе с тем, установле-

ние последовательности формирования отдельных минеральных ассоциаций в ряде случаев усложняется явлениями телекопирования и процессами замещения минеральных агрегатов ранних стадий более поздними.

7. По своему минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руды разновозрастных колчеданных месторождений проявляют много сходных черт. В сложении колчеданных руд участвуют многочисленные минеральные виды и их разновидности, среди которых наибольшим распространением пользуются сульфиды, подобные им соединения и, частично, сульфосоли (сульфоантимониты, сульфоарсенаты, сульфовисмутиты). Из редких минералов, установленных в различных типах руд, следует отметить: алтаит, петшит, реньерит, германит, людонит, линнеит, штроемерит, стефанит и многие другие. Среди нерудных минералов существенное значение имеют кварц, барит, ангидрит, гипс и карбонаты.

Для колчеданных руд особенно характерно мелкозернистое, нередко колломорфное строение, присутствие в них гипогенных борнита, халькозина и ковеллина, образующих весьма интересные парагенезисы: пирит + борнит + халькопирит, пирит + борнит (без халькопирита), пирит + халькозин, пирит + ковеллин и др. Руды колчеданной формации обладают многими признаками близповерхностных гидротермальных образований.

8. В геохимическом отношении в рудах Алавердского, Кафанского и Базумского районов отмечаются как сходные, так и отличительные черты. В общем они характеризуются: а) содержанием высоких и повышенных концентраций Cu , Zn , Pb , Ba , As , S ; б) постоянным присутствием в главнейших сульфидах примесей благородных и рассеянных элементов — Au , Ag , Cd , Se , Te , Ga , Ge , In ; в) нижекларковым содержанием или почти полным отсутствием Cr , Ni , Co , W , Mo , Sn , Tl не характерных для данной формации. К отличительным чертам относятся: а) по сравнению с серно- и медноколчеданными рудами более повышенное содержание Au и Ag в полиметаллических рудах; б) нахождение максимальных концентраций Cd в сфалеритах; в) наиболее тесная связь In со сфалеритами Шаумян-Халаджского месторождения; г) признаки прямой корреляционной взаимосвязи между содержаниями In , Ga и Ge в этих рудах.

Наличие в рудах колчеданной формации благородных и рассеянных элементов придает им особую промышленную ценность. Некоторые из этих металлов извлекаются из руд Шамлугского, Кафанского и Ахталского месторождений. Однако, наряду с ними, не меньший практический интерес представляют Se, Te, Ge, Ga, In, извлечение которых из концентратов и продуктов передела представляет актуальную задачу.

9. Колчеданные месторождения Армении по условиям формирования относятся к субвулканическим гидротермальным образованиям, со своей спецификой минерализации представляют единую колчеданную рудную формацию, образование которой тесно связано с развитием альпийского тектоно-магматического цикла.

Парагенетическая связь колчеданного оруденения с субвулканическими образованиями понимается в том смысле, что из единого глубинного очага в определенной последовательности образовались: эффузивные толщи, затем дифференцированные, преимущественно кислые субвулканические интрузии и, наконец, эпигенетичные по отношению к вмещающим вулканогенным породам серноколчеданные, серно-медноколчеданные и барито-полиметаллические руды. Время и пути внедрения субвулканических интрузий и подъема рудоносных растворов обычно совпадали, что приводило к тесной пространственной приуроченности колчеданных месторождений к субвулканическим образованиям.

10. Практический вывод, вытекающий из наших представлений об особенностях образования колчеданного оруденения, сводится к рекомендациям по направлению поисков в первую очередь медноколчеданных месторождений.

Поиски новых колчеданных месторождений следует направить в пределы вулканических построек, сложенных осадочно-вулканогенными толщами средне-верхнеюрского и среднеэоценового возраста, контролирующих распределение субвулканических интрузий кварцевых дацитовых и плагиолипаритовых порфиров. На участках сочетания указанных интрузий с рудоподводящими разрывными нарушениями и благоприятными литологическими горизонтами образуются промышленные концентрации богатых руд колчеданной формации.

Для поисков колчеданных месторождений прямыми признаками являются определенные типы гидротермального изменения пород (пирофиллитизация, серицитизация, хлоритизация),

проявление на поверхности ангидрита и барита, зон интенсивной пиритизации, а также обожженных, осветленных пород.

Поисково-разведочные работы с целью обнаружения промышленных скоплений колчеданных руд должны быть направлены с учетом перечисленных геологических факторов локализации оруденения.

Практические рекомендации по отдельным объектам и районам, основанные на анализе фактического материала, сводятся к следующему.

Перспективы Шамлугского месторождения связаны с изучением глубоких горизонтов его центральной части и некоторых флангов. Признаки оруденения, выявленные буровыми скважинами под отработанными штоками, говорят о необходимости разведки нижних горизонтов, особенно северного участка центральной части месторождения. Здесь можно ожидать промышленные концентрации медных руд жильного и прожилково-вкрапленного типов. Для дальнейших поисковых работ геологически благоприятным участком является также западный фланг месторождения, где разрез рудовмещающих пород изучен недостаточно полно. Некоторый интерес в отношении выявления медноколчеданного оруденения представляет Сангярский участок, расположенный в 3 км к юго-востоку от Шамлугского месторождения на северо-восточном крыле Алавердской антиклинали. На этом участке рудоносная толща погружается, в связи с чем поисковые работы должны вестись на более глубоких горизонтах.

На Алавердском месторождении дальнейшие поисково-разведочные работы должны быть направлены на прослеживание рудоносной зоны вдоль контролирующего оруденение разлома к северу и югу от центрального участка месторождения и на разведку глубоких горизонтов последнего по падению этого разлома. При оценке перспектив Алавердского месторождения многими исследователями отмечалось резкое выполаживание в западном направлении рудоносной зоны на сравнительно небольшой глубине и отсутствие в этой пологой части промышленного оруденения. Нам же представляется, что буровые скважины в западной части месторождения вскрывали не основную рудоносную зону, а сопряженную с ней зону измененных пород. Основная же зона рудоносных пород падает круто и имеет значительно более глубокое распространение. Таким образом, вопрос о характере и поведении рудо-

носной зоны на глубине имеет существенное значение для оценки перспектив Алавердского месторождения.

На Ахталском месторождении полиметаллические рудные тела, выявленные и окартуренные буровыми скважинами и разведочными выработками на западном фланге, в сброшенной части месторождения, оказались наиболее крупными и тем самым создали благоприятные перспективы для поисков скрытого оруденения к западу от месторождения, по направлению к Шамлугскому рудному полю. В связи с полученными результатами значительный интерес приобрели также южный и юго-западный фланги месторождения; здесь рудоносная толща погружается под перекрывающие андезитовые порфириды, и геологическая обстановка аналогична северной части месторождения, где до сего времени были сосредоточены все геолого-разведочные и эксплуатационные работы.

На продолжении рудоконтролирующих структур Ахталского месторождения в юго-западном направлении расположен Анкасарский участок. Поисково-разведочные работы здесь должны вестись с учетом расположения рудоносного участка в районе пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направления.

Попутно с изучением известных месторождений и их флангов не менее интересным районом для проведения поисковых работ является междуречье рр. Дебед и Агстев (между Карнутским месторождением и Кармиркарским участком). Этот район, сложенный тем же комплексом вулканогенных образований юры, что и район Алавердской группы месторождений, относительно слабо затронут детальными геологическими исследованиями. Между тем, здесь, в присводовой части антиклинальной структуры, являющейся продолжением Алавердской, известны проявления серно- и медноколчеданных руд.

В пределах Кафанского рудного поля для проведения поисковых работ некоторый интерес представляет район верховьев р. Халадж (район сс. Доврус, Антарашат). В этом районе на отдельных участках развиты рудовмещающие кварцевые андезито-дацитовые порфириды, их туфы и туфобрекчии, которые пересечены разрывными нарушениями северо-западного направления. Благоприятная геологическая обстановка района верховьев р. Халадж, а также наличие в этой полосе ряда проявлений медных руд говорят о необходимости проведения здесь геолого-поисковых работ. Не менее перспективным для

поисков медных руд является участок, расположенный между сс. Каварт и Нора́шеник. В этом районе необходимо усилить разведочные работы вдоль северного продолжения Мец-Магаринского нарушения (Нора́шеник, Бадалиюрт) на участках, где обнажаются рудовмещающие андезитовые и андезито-дацитовые порфи́риты. Известно, что на Бадалиюртском участке (восточное крыло Мец-Магаринского разлома) буровые скважины и горные выработки на различных гипсометрических уровнях вскрыли сульфидную минерализацию. Этот тектонический узел, скрытый под молодыми базальтами, заслуживает внимания и детального изучения. Не менее интересным является блок, ограниченный Хотананским и Мец-Магаринским разломами. В его пределах находятся старые горные выработки Нора́шеникского и Арачадзорского участков, которые вскрыли рудные жилы. Этот блок фактически является северо-западным продолжением Кафанского месторождения и заслуживает постановки поисково-разведочных работ вдоль Восточно-Саядкарского и Хотананского разломов.

Что же касается поисков полиметаллических руд, то эти работы, с учетом проявления первичной горизонтальной зональности, в пределах Кафанского рудного поля, должны быть направлены на восточное крыло Кафанской структуры, в район междуречья рр. Вохчи и Халадж.

В Базумском рудном районе благоприятным участком для поисков медноколчеданных руд является район верховьев рч. Желтой, где вдоль разрывного нарушения широтного простирания отмечаются отдельные выходы субвулканических липаритовых порфиров и мощные зоны гидротермально измененных пород с серно-медноколчеданной минерализацией.

Абдуллаев Р. Н. Мезозойские вулканические формации Азербайджана. Проблемы вулканизма. Матер. к 1 Всесоюзн. вулканолог. совещ. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Азарян Н. Р. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 1, 1959.

Азарян Н. Р. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 3, 1961.

Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.

Азизбеков Ш. А. Юрские эффузивные породы северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твадчрелидзе Г. А., Харчук Л. П. Металлогения Кавказа. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. УП, Изд. "Наука", 1964.

Азизбеков Ш. А., Дзоценидзе Г. С., Котляр В. Н., Магакьян И. Г., Лейе Ю. А. Металлогения вулканогенных формаций Малого Кавказа. Междунар. геологич. конгресс XXII сессии. Доклады сов. геологов. Пробл. 16, Изд. "Недра", 1965.

Азизбекян М. С. К вопросу литолого-структурного контроля оруденения на Алавердском месторождении Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1969.

Азизбекян М. С. О характере меридионального разлома Алавердского медного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1971.

Акопян В. Т. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта (Северная Армения). Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 1, 1962.

Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.

Алтунян А. З. К вопросу о структуре Шамлугского медного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1969.

Алтунян А. З. Этапы развития и возраст оруденения Шамлугского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 5, 1971.

Амбарцумян Г. А. Закономерности пространственного размещения оруденения в Кафанском рудном поле. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 2, 1973.

Аракелян Р. А., Пиджян Г. О. Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 1, 1956.

Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, № 10, 1946.

Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.

Асланян А. Т. Рудные формации Армянской ССР в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. Труды Арм. геол. упр., № 1, 1957.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. "Айпетрат", 1958.

Асланян Л. С., Амбарцумян Г. А. Особенности структуры Шаумянского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1972.

Афанасьева Е. Л., Авгитов А. К. Новые данные о минералах теллура в одном из медноколчеданных месторождений Закавказья. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 1, 1963.

Ачикгезян С. О. Метасоматические образования на Тандзутском серноколчеданном месторождении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 3-4, 1964.

Ачикгезян С. О. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций околорудных пропилитов Тандзутского и Чибухлинского колчеданных месторождений. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1971.

Багдасарян Г.П. О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений (аргоновым методом). Тр. УП сессии по опр. абс. возр. геол. форм. Изд. АН СССР, 1960.

Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Налбандян Э.М. О возрасте колчеданного оруденения Алавердского рудного района Армянской ССР, ДАН Арм. ССР, т. XXXV, № 2, 1962.

Багдасарян Г.П. Возрастное расчленение интрузивов северной части Армянской ССР в свете радиологических данных и геологических представлений. Тезисы докл. ХП сессии комис. по опред. абс. возр. геол. форм., 1964.

Багдасарян Г.П., Зограбян С.А. О времени формирования полиметаллического оруденения Ахталевского месторождения, ДАН Арм. ССР, т. XLV, № 1, 1967.

Багдасарян Г.П., Мелконян Р.Л. О номенклатуре магматических горных пород Кафанского и Алавердского рудных районов. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1967.

Багдасарян Г.П., Мелконян Р.Л. Новые данные по петрографии и геохронологии некоторых вулканогенных и субвулканических образований Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1968.

Багдасарян Г.П., Акопян В.Т., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. Некоторые новые данные по магматизму Кафанского антиклинория. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1971.

Багратуни Е.Г., Русаков М.П. Серноколчеданное месторождение Чирагидзор, его запасы и перспективы. Разведка недр, № 10, 1934.

Бадалян С.В., Ванцян Г.М., Газарян Г.О. О геофизических поисках глубокозалегающих рудных тел на колчеданных месторождениях Армении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 5-6, 1967.

Баласанян С.И. Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны. ДАН Арм. ССР, т. XXIII, № 2, 1956.

Баласанян С.И. К вопросу о генетической связи оруденения с интрузиями северной Армении. Тр. НИГМИ, вып. 1, 1960.

Баласанян С.И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. ГУ, 1963.

Бачалдин В. И., Твалчрелидзе Г. А. О некоторых закономерностях формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах (на примере Южной Грузии). Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 1, 1963.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. ОНТИ, 1937.

Бетехтин А. Г. О генерациях рудных минералов. Зап. ВМО, ч. XXVШ, № 3, 1949.

Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1949.

Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Зап. ВМО, ч. 80, вып. 2, 1951.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматоген. рудн. месторождениях. Изд. АН СССР, 1955.

Бетехтин А. Г., Шадлун Т. Н. Признаки участия коллоидных растворов в образовании руд. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А.,

Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Изд. Гос. научн.-техн. литер. по геол. и охр. недр, 1958.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Некоторые вопросы структуры Гайского месторождения медноколчеданных руд. Геология рудных месторождений, № 2, 1961.

Бородаевская М. Б. Возрастные соотношения колчеданных руд Южного Урала с вмещающими их комплексами вулканогенных пород. Тезисы докл. совещания по рудоносности вулканоген. формаций, М., 1963.

Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. Проблемы генезиса руд. Докл. сов. геологов на XXII сессии междунар. геол.

конгр. Изд. " Недра ", 1964.

Ванюшин С.С., Лейе Ю.А., Малхасян Э.Г. Кафанское медное месторождение. Изд. НТО Цветмета, 1957.

Ванюшин С.С. Геологические условия формирования штокверков в Кафанском рудном поле. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 4, 1957.

Ванюшин С.С. Место даечного комплекса Кафанского рудного района Арм. ССР в тектоно-магматической истории развития Сомхето-Карабахской геосинклинали. ДАН Арм. ССР, т. XXIX, № 2, 1959.

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

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

Вардапетян Б.С. О горизонтальной минералогической зональности в оруденении на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 2, 1958.

Вардапетян Б.С. Магматический контроль эндогенного оруденения на территории Армянской ССР. Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, № 2, 1960.

Вардапетян Б.С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. Сов. геология, № 10, 1960.

Вардапетян Б.С. Закономерности в распределении медного оруденения на территории Армянской ССР. Труды НИГМИ, вып. 3, 1962.

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

Вартанян С.У. Роль физико-механических свойств пород в локализации слепых рудных тел и обоснование их поисков (на примере колчеданных месторождений Северной Армении). Изв. высш. уч. зав., Геология и разведка, № 12, 1961.

Вартанян С.У. Некоторые вопросы условий образования слепых рудных тел колчеданных месторождений северной Армении. Труды МГРИ, 1963.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962

Виноградов В.И. Изотопный состав и происхождение вулканической серы. Геология рудных месторождений, № 3, 1964.

Волинский И.С., Логинова Л.А. Сравнительная количественная характеристика оптических постоянных некоторых "розовых" сульфидов. Труды ИМГРЭ, вып. 6, 1961.

Габриелян А.А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, № 2, 1956.

Габриелян А.А. Связь эффузивного вулканизма с тектоникой (на примере Малого Кавказа). Проблемы вулканизма. Материалы к 1 Всес. вулканолог. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Габриелян А.А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 3, 1970.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Труды ГИН АН Груз. ССР, серия геол., т. X (XU), 1957.

Гвахария Г.В., Назаров Ю.И. Вторичная зональность в барито-полиметаллическом месторождении Маднеули. Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, серия мин.-петрогр., т. IY, 1959.

Генкин А.Д. О метакристаллах. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.

Генкин А.Д., Королев Н.В. К методике определения небольших зерен минералов в рудах. Геология рудн. месторождений, № 5, 1961.

Герман А.К. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений. ДАН СССР, т. 156, № 3, 1964.

Гинзбург А.И. Особенности концентрации редких элементов в эндогенных процессах. Тезисы докл. геохим. конф., посвящен. 100-летию со дня рожд. В.И. Вернадского, 1963.

Гогишвили В.Г., Зулиашвили Т.Г., Каландаришвили Я.А. Изменение рудовмещающих пород сульфидных месторождений Алавердского рудного района и их поисковое значение. Геолог. сборн. КИМСа, № 2, 1962.

Гогишвили В.Г. К металлогении Алавердско-Болнисской рудной области. Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Гольдшмидт В.М., Петерс К.К. Геохимии германия. Сб. статей по геохимии редких элем., ГОНТИ, 1938.

Гольдшмидт В.М., Штрок Л.В. К геохимии селена

Сб. статей по геохимии редк. элем., ГОНТИ, 1938.

Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. Госгеолтехиздат, 1946.

Григорян Г.О. Последовательность выделения минералов в некоторых парагенетических ассоциациях полиметаллических руд Армении. Сб. аннот. докл. У1 научно-техн. проф. преподав. состава втузов Закавказья, 1955.

Григорян Г.О. О взаимоотношениях медных и полиметаллических руд Кафана. Труды Арм. геол. управ., № 1, 1957.

Григорян Г.О., Гулян Э.Х. О последовательности выделения халькопирита и блеклых руд в некоторых полиметаллических месторождениях. Труды Арм. геол.упр., № 1, 1957.

Григорян Г.О. Рудоносность экструзивно-эффузивных комплексов Армянской ССР. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. УП, Изд. "Наука", 1964.

Гриненко Л.Н., Зограбян С.А., Севунц А.Г. О баритовой минерализации на Алавердской группе месторождений. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 2, 1973.

Грушевой В.Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье, Труды ГРУ, вып. 1, 1930.

Грушевой В.Г. Медные месторождения Алавердского района ССР Армении. Труды ЦНИГРИ, вып. 36, 1935.

Грушевой В.Г. Интрузивные породы Зангезура и связь с ними оруденения. Мат. ВСЕГЕИ, об. 5, 1940.

Джрбашян Р.Т., Елисеева О.П., Остроумова А.С., Фаворская М.А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1967.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.

Дзоценидзе Г.С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). Вопросы магматизма и металлогении СССР. Мат.ко П Всес. петрограф. сов. Изд. АН Узб. ССР, 1958.

Дзоценидзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение. Закономерности размещения

полезных ископаемых, т. УП, Изд. "Наука", 1964.

Добровольская М. Г., Коджоян А. А., Цепин А. И. Теллуриды в рудах Шаумянского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 1, 1974.

Додин А. Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Труды ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.

Домарев В. С. Формация метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей в эффузивно-осадочных толщах и ее положение в ходе развития подвижных зон (в дискуссионном порядке). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.

Домарев В. С. Осадочные и осадочно-эффузивные формации подвижных зон и их рудоносность. Мат. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 22, 1957.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Труды ГИН АН СССР, т. У, 1936.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1943.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. Сб. Колчеданные месторождения Урала. Изд. АН СССР, 1950.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.

Зарьян Р. Н. Теллуриды и теллурит свинца в рудах Кафанского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 2, 1962.

Зарьян Р. Н. О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 4-5, 1963.

Зарьян Р. Н. Распределение галлия, индия и кадмия в сфалеритах Кафанского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1972.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Зограбян С. А., Мкртчян Св. С. О возрасте дизъюнктивных нарушений на Ахтальском месторождении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 3-4, 1964.

Зограбян С. А. О соотношении рудоконтролирующих даек габбро-диабазов с порфиритами дебедской свиты на

хтальском месторождении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 5, 1970.

Зограбян С. А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезито-дацитов Кафанского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1971.

Иваницкий Т. В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1963.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В. О металлогенических этапах и генетических типах эндогенного оруденения на Рудном Алтае. Вопросы геол. и металлог. Рудного Алтая. Изд. АН Каз. ССР, 1960.

Иванкин П. Ф. О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях. Тезисы докл. Совещ. по рудоносности вулканогенных формаций, М., 1963.

Иванов В. В. Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма. Тезисы докл. геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. В. И. Вернадского, 1963.

Иванов С. Н. Некоторые основные проблемы размещения сульфидного оруденения в колчеданных провинциях. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, Изд. АН СССР, 1959.

Иванов С. Н. Некоторые проблемы локализации рудных месторождений колчеданного типа. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 32, 1959.

Иессен А. А. К вопросу о древнейшей металлургии меди на Кавказе. Изв. Гос. Ак. истор. мат. культ., вып. 120, 1935.

Иессен А. А., Деген-Ковалевский Б. Е. Из истории древней металлургии Кавказа. ОГИЗ, 1935.

Исаенко М. П. Некоторые типичные минеральные ассоциации медно-мышьяковых и мышьяковых руд Армянской ССР. Геология рудн. местор., № 2, 1964.

Исаенко М. П., Афанасьева Е. Л., Милан Трегер. О метакристаллах в рудах медно-молибденовых, медноколчеданных и скарновых месторождений. Труды НИГМИ, вып. 4, 1964.

Исаханян А. Е. Структурные условия локализации рудных тел на Шамлугском медноколчеданном месторождении.

Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1970.

Казарян А. Г. О строении пиритовых почек из Ахталъского месторождения Армянской ССР. Зап. ВМО, П серия, ч. 90, 1961.

Казарян А. Г., Казарян С. В. О стадиях минерализации Ахталъского месторождения. Труды НИГМИ, вып. 2, 1961.

Казарян А. Г. Закономерности проявления стадий минерализации в различных формациях руд на территории Армянской ССР. Зап. ВМО, П серия, ч. 92, вып. 4, 1963.

Казарян А. Г., Хачатурян Э. А. Некоторые геологические особенности рудопоявлений в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Кафанского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 1, 1974.

Казарян Г. А., Малхасян Э. Г. Изверженные породы горы Лалвар. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1, 1959.

Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 6, 1959.

Казарян С. В. Новые данные о нижней части геологического разреза Алавердского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 5, 1969.

Каленов А. Д., Аникеева В. И., Масленков С. Б. Германиевые минералы в медноколчеданных рудах. ДАН СССР, т. 149, № 3, 1963.

Каллеруд Г. Сульфидные системы как геологические термометры. Геохимические исследования. Сб. статей, ИЛ, 1961.

Камеки Киношита. О генезисе месторождений Куромоно. Госгеолтехиздат, 1932.

Карамян К. А. Германит и ренъерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.

Карамян К. А., Фарамазян А. С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 6, 1959.

Карамян К. А., Пиджян Г. О., Хачатурян Э. А. Научные основы поисков руд на территории Армянской ССР. Труды ИГН АН Арм. ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1963.

Карапетян А. И. Штромейерит в рудах Ахталъского

полиметаллического месторождения. ДАН Арм. ССР, № 5, 1961.

Карапетян А. И. Ренъерит и германит в рудах колчеданного месторождения. Зап. ВМО, № 3, 1963.

Карапетян А. И. Типы контактового метаморфизма колчеданных руд вдоль пострудных даек Кафанского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1967.

Карапетян А. И. Об обнаружении молибденовой минерализации в пределах Кафанского колчеданно-полиметаллического месторождения. ДАН Арм. ССР, т. X УП, № 4, 1968.

Кашкай М. А. О связи колчеданных и некоторых полиметаллических месторождений с кислой магмой. Сов. геология, № 50, 1956.

Кашкай М. А. О палеовулканических процессах в Азербайджане и формировании в связи с ними полезных ископаемых. Проблемы вулканизма. Мат. к 1 Всес. вулканолог. совещ. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

Кашкай М. А., Алиев В. И. О гальках пирита и пиритизированных вторичных кварцитов из Чирагидзорского месторождения колчеданных руд в Азербайджанской ССР. Труды Горно-геол. инст. УФАН СССР, вып. 43, 1959.

Керимов Г. И. К характеристике баритовых месторождений Азербайджана. Труды ИГ АН Азерб. ССР, т. ХУ1, 1954.

Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.

Коджоян А. А. О ренъерите из Ахталского полиметаллического месторождения Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXX1У, № 4, 1962.

Конюшевский Л. К. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветпольской губернии. Мат. для геологии Кавказа, сер. 2, кн. 10, 1911.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1957.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Труды лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.

Котляр В. Н., Додин А. Л. Зангезурское медное мес-

торожение, его структура, оруденение и генезис. Цвет. металлы, № 3, 1937.

Котляр В. Н., Фаворская М. А. О взаимоотношениях некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. высш. уч. зав., Геология и разведка, № 9, 1960.

Котляр В. Н. Об особенностях месторождений, связанных с вулканическими жерлами. Разведка и охрана недр, № 8, 1961.

Котляр В. Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. Зап. ВМО, № 2, 1962.

Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. Изв. высш. уч. зав., Геология и разведка, № 11, 1962.

Котляр В. Н. О концентрической зональности рудоносных вулканических куполов, жерл и трубок взрыва. Труды конф. по пробл. постмагматического рудообразования, т. 1, Прага, 1963.

Котляр В. Н., Соловьев И. Н., Тихонов Н. Д. Геологические особенности месторождений, связанных с древними вулканическими аппаратами. Геология рудных месторождений, № 5, 1963.

Котляр В. Н. О различиях в условиях формирования глубинных и близповерхностных месторождений. Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Котляр В. Н., Лейе Ю. А. История формирования структуры Кафанского рудного поля (Малый Кавказ). Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 3, 1966.

Кочарян А. Е. О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, № 2, 1949.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1, Изд. АН СССР, 1958.

Лебедев Л. М. О рудных новообразованиях в гидротермально измененных породах. Труды лабор. вулканол., вып. 19, 1961.

Лейе Ю. А. Первичные ореолы рассеяния медных и полиметаллических месторождений Кафанского рудного поля. Труды НИГМИ, вып. 1, 1960.

Лейе Ю. А. О фациях и возрасте кварцевых альбитофи-
ров Кафанского рудного поля. Труды НИГМИ, вып. 3, 1962.

Ловеринг Г. С. Сульфидные руды, образовавшиеся из
растворов, недосыщенных сульфидами. Физ.-хим. пробл.формир.
горн. пород и руд, т. 1, 1961.

Логинов В. П. Геология Кабанских колчеданных место-
рождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса
и метаморфизма. Колчеданные месторождения Урала. Изд.
АН СССР, 1950.

Логинов В. П., Шадлун Т. Н. К вопросу об определе-
ниях возраста колчеданных месторождений Урала. Геология
рудн. месторожд., № 3, 1961.

Логинов В. П., Русинов В. Л., Колесова А. Н.,
Симбирятина З. П. Контактные взаимоотношения некото-
рых даек плагиоклазового порфирита с колчеданной рудой
месторождения Левиха Южная (Средний Урал). Физ.-хим.
проблемы формир. горн. пород и руд, т. П, 1963.

Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и руды
Алавердской группы месторождений. ДАН Арм. ССР, № 5,
1944.

Магакьян И. Г. Редкие и благородные металлы Армян-
ской ССР. ДАН Арм. ССР, № 1, 1945.

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

Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и
типы руд. Зап. ВМО, ч. 79, вып. 4, 1950.

Магакьян И. Г. О металлогенической специализации и
некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап.
ВМО, ч. 81, вып. 3, 1952.

Магакьян И. Г. Энаргит и теннантит из руд медного
месторождения. Зап. ВМО, ч. 81, вып. 4, 1952.

Магакьян И. Г. Рассеянные и редкоземельные металлы.
Изд. АН Арм. ССР, 1957.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь
оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа).
Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.

Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении.
Сов. геология, № 7, 1959.

Магакьян И. Г. Структурно-металлогенические зоны
Малого Кавказа. Закономерности размещения полезных иско-
паемых, т. 3, Изд. АН СССР, 1960.

Магакьян И. Г. Сравнительная характеристика металлогении Малого Кавказа и Камчатско-Корякской зоны. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, изд. "Наука", 1964.

Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Материалы межведомств. совещания по проблеме "Рудоносность вулканогенных формаций". Изд. "Недра", 1965.

Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1966.

Малхасян Э. Г. Основные петрохимические особенности мезозойского вулканического цикла Кафанского рудного района. Труды Арм. геол. упр., № 1, 1957.

Малхасян Э. Г. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 4, 1957.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. К вопросу о возрасте, генезисе и перспективе Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Труды Арм. Геол. упр., № 1, 1957.

Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф., Чернышов П. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVШ, № 2, 1959.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. К геологии и петрографии юрских альбитофиров Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 2, 1963.

Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Малхасян Э. Г., Чибухчян З. О. Субвулканические и интрузивные образования междуречья Агстев-Дебед. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 2, 1970.

Малхасян Э. Г., Хачатурян Э. А. Роль юрского вулканизма в металлогении Армении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 5, 1972.

Меликсетян Б. М.. К геохимии редких земель и иттрия в гранитоидах. Изв. АН Арм. ССР, № 3, 1963.

Мелконян Р. Л. Формационные типы магматических

комплексов Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 1-2, 1967.

Мирзоян Г. Г. Некоторые вопросы геологии и рудоносности вулканогенно-осадочных образований Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 3, 1972.

Мкртчян К. А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1962.

Мкртчян Св. С. Некоторые данные о первичном ореоле рассеяния на Ахтальском месторождении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 6, 1961.

Мкртчян Св. С. Особенности распределения элементов вокруг рудных тел на Ахтальском полиметаллическом месторождении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 4-5, 1963.

Мкртчян Св. С. Поведение свинца и цинка в процессе образования эндогенных геохимических ореолов рассеяния на Ахтальском полиметаллическом месторождении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1968.

Мкртчян С. С. Новые данные по стратиграфии Южного Зангезура. Изв. АН Арм. ССР, № 4, 1944.

Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1948.

Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 3, 1957.

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

Мкртчян С. С. Металлогения Армении. Металлогенические и прогнозные карты. Изд. АН Каз. ССР, 1959.

Мкртчян С. С. Медные и полиметаллические месторождения Алавердского рудного района и их перспективы. Тезисы сессии по закономер. размещ. медноколч. и медно-порф. месторождений, 1960.

Мкртчян С. С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. Геология рудн. местор., № 4, 1960.

Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, 1968.

Мурадян К. М. К вопросу о возрасте колчеданного

оруденения Тандзутского месторождения. ДАН Арм. ССР, т. XL, № 4, 1965.

Мурадян К. М. Базумский рудный район Армянской ССР (геология и рудоносность). Изд. АН Арм. ССР, 1971.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2, Изд. АН СССР, 1949.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакции. Труды Лабор. вулканол., вып. 16, 1959.

Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Труды Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.

Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. Сов. геология, № 1, 1962.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.

Надирадзе В. Р., Назаров Ю. И. Висмутовые минералы в медноколчеданных рудах Маднеули. Сб. трудов Геол. ин-та АН Груз. ССР, 1959.

Надирадзе В. Р., Назаров Ю. И. Условия формирования и закономерности размещения эндогенных месторождений Юго-Восточной Грузии. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. У, Изд. АН СССР, 1962.

Назаров Ю. И. Особенности отложения барита и сульфидов цветных металлов в месторождении Маднеули. Геология рудн. местор., № 6, 1959.

Назаров Ю. И. Жильный гипс как поисковый критерий скрытого медноколчеданного оруденения в условиях Болнисского рудного района. Труды Грузин. политех. ин-та, № 1, (67), 1960.

Назаров Ю. И. Поисковые признаки скрытых медно-сульфидных и барит-свинцово-цинковых рудных тел в условиях Юго-Восточной Грузии. Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, серия мин.-петр., т. У1, 1961.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1947.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты. Измененные оклорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Наковник Н. И. О "новом" взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально измененных породах и вопросах с ними связанных. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 1, 1959.

Налбандян Э. М. Особенности гидротермального метаморфизма в связи с развитием отдельных фаз вулканической деятельности в Алавердском рудном районе. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1968.

Новиков М. Ф. Новое о структуре Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Геол. и полезн. ископ. Урала. Тр. Свердл. Горн. ин-та, вып. 43, 1963.

Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса вещества при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 16, 1958.

Пароникян В. О. К минералогии руд Ахтальского полиметаллического месторождения. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 6, 1962.

Пароникян В. О. К вопросу о корреляционной связи содержаний рудообразующих химических элементов на одной из полиметаллических месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 6, 1963.

Пароникян В. О. О геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формациях руд Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 5-6, 1967.

Паффенгольц К. Н. Чирагидзор. Месторождение серного колчедана в Ганджинском уезде Аз. ССР. Геолком, мат. по общей и прикл. геологии, вып. 102, 1928.

Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течений рр. Акстафачай и Дебедачай (ССР Армении). Тр. ВГРО, вып. 353, 1934.

Паффенгольц К. Н. Взаимосвязь тектоники изверженных пород и рудных месторождений южной части Закавказья. Труды ХУП международн. геол. конгр., 1937.

Паффенгольц К. Н. Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. Геология СССР (Закавказье), т. X, 1941.

Паффенгольц К. Н., Грушевой В. Г. Мезозойский и кайнозойский магматизм Кавказа. Геологическое строение СССР, т. 2 (магматизм), 1958.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1970.

Пиджян Г. О. О Кохбской гранодиоритовой интрузии. Изв. АН Арм. ССР, № 2, 1950.

Пиджян Г. О. О псевдоморфозах халькопирита по пириту. Зап. ВМО, № 4, 1950.

Пиджян Г. О. Германиевые минералы и германиеносные сульфиды одного медно-молибденового месторождения. ДАН Арм. ССР, № 3, 1960.

Пиотровский Б. Б. Археология Закавказья. Изд. Ленинградского гос. ун-та, 1949.

Попов А. А. О кислотности-щелочности гидротермальных растворов. Тезисы докл. геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. В. И. Вернадского, 1963.

Прокин В. А., Рудаков В. М. Брекчиевидные руды Сибая. Труды горно-геол. ин-та УФАН СССР, вып. 43, 1939.

Пэк А. В., Скрипченко П. С. К вопросу о закономерностях размещения некоторых медноколчеданных месторождений Северного Кавказа. Тезисы сессии по закономерн. разм. медноколч. и медно-порфир. месторождений, 1960.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, 1959.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания, ИЛ, 1962.

Саакян П. С., Лягин К. И. Основные черты металлогении Центрального Кавказа. Госгеолиздат, 1941.

Саркисян Г. А., Налбандян Э. М. К вопросу о соотношении процессов пропилитизации и региональных зелено-каменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 4, 1967.

Саркисян Р. А. О наличии разновозрастных образований субвулканических дацитовых кварцевых порфиров в Кафанском рудном поле. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 2, 1970.

Саркисян Р. А. К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 3, 1973.

го Кавказа. Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2, 1960.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестн. МГУ, № 2, 1960.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3, Изд. АН СССР, 1960.

Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей. Изв. АН СССР, серия геол., 1961.

Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Бочарова Г. И., Гончарова Т. Я., Демидова Н. Г., Орлов Р. Ю. Особенности магматизма и металлогении геосинклинальной и платформенной стадий развития западной части Большого Кавказа. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, изд. "Наука", 1964.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. "Недра", 1965.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений", изд. "Недра", 1968.

Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1946.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматических рудных месторождений. Зап. ВМО, ч. 76, вып. 1, 1947.

Сопко П. Ф. Структура Шамлугского медноколчеданного месторождения. Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений, № 2, 1958.

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

Сопко П. Ф. Развитие вулканизма в Северной Армении в мезозойское и палеогеновое время и связь с ним колчеданного оруденения. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Саркисян С. В. К вопросу о возрасте нарушений и оруденения Кафанского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 1-2, 1966.

Саркисян С. Ш. О гидротермальных изменениях вмещающих пород Тандзутского серноколчеданного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 3, 1958.

Саркисян С. Ш. О структурном контроле серноколчеданного оруденения (на примере некоторых месторождений Армении). Аннот. докл. научн. сессии КИМСа, 1959.

Саркисян С. Ш. К металлогении Амасия-Акеринской структурно-металлогенической зоны. Труды КИМС, вып. 1(3), 1960.

Саркисян С. Ш. Основные черты геологии и генезиса Тандзутского серноколчеданного месторождения. Геолог. сб. КИМС, № 2, 1962.

Севунц А. Г. О закономерностях распределения изотопов серы в рудах Алавердской группы месторождений. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 2, 1972.

Сейранян В. Б. О проявлении вольфрам-молибденовой минерализации в Шамлугском рудном поле. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1972.

Семенов А. И. Металлогения вулканогенных формаций. Тезисы докл. совещ. по рудоносности вулканогенных формаций, М., 1963.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. Изд. АН СССР, 1959.

Ситковский И. Н. Малые интрузии Кавказа и их металлогеническая роль. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, изд. "Наука", 1964.

Скрипиль В. И., Недождогин М. С., Сибирская Н. А. Основные черты геологического строения Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южн. Урала, вып. 2, 1960.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. Геология рудн. м-ний, № 1, 1961.

Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1959.

Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большо-

Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1961.

Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Субвулканические образования юрского возраста в Алавердском рудном районе. Изв. высш. уч. зав., геология и разведка, № 8, 1962.

Сопко П. Ф. Генетические особенности колчеданных месторождений Малого Кавказа и некоторые закономерности их размещения. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, изд. "Наука", 1964.

Старостин В. И. Ксенолиты колчеданной руды в дайках диабазовых порфиров на Гайском месторождении (Южный Урал). Геология рудн. местор., № 3, 1964.

Степанян О. С. Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. Арм. ФАН СССР, 1938.

Степанян О. С. Геология и структура Шамлугского месторождения. Научные труды ЕрГУ, т. XXII, 1943.

Столяров Ю. М. О проявлении сульфатной минерализации в колчеданных месторождениях Южного Урала, Зап. ВМО, вып. 3, 1972.

Тараян В. М., Авакян Т. Т. К колориметрическому определению селена и теллура в сульфидных рудах. Завод. лабор., т. XXUP, № 8, 1961.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. Тезисы докл. геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. В. И. Вернадского, 1963.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические эпохи Кавказа. Сов. геология, № 59, 1957.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности некоторых элементов геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1962.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, изд. "Наука", 1964.

Тюрия Н. Г. К вопросу о составе гидротермальных растворов. Геология рудн. м-ний, № 4, 1963.

Фаворская М. А. Эффузивные формации и связь с ними

рудных месторождений на примере Камчатки, Южного Приморья и Армении. Автореферат работ сотр. ИГЕМ АН СССР 1960.

Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методика их изучения. В кн. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов", изд. "Недра", 1965.

Феннер К. Н. Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд. Сб. "Геология рудных м-ний западных штатов США", ОНТИ, 1937.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1-1У. Госхимиздат, 1934-1939.

Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1952.

Филимонова А. А. Изменение формы халькопирит-сфалеритовых сростаний под влиянием нагревания. Геология рудн. м-ний, № 3, 1964.

Хаин В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. Геология рудн. м-ний, № 4, 1962.

Хачатурян Э. А. О возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, № 8, 1950.

Хачатурян Э. А. К минералогии серноколчеданных руд Тандзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 3, 1957.

Хачатурян Э. А. К геохимии руд колчеданной формации Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 3, 1957.

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

Хачатурян Э. А. Алтаит и петцит в рудах Кафанского месторождения. ДАН Арм. ССР, т. XXУ1, № 3, 1958.

Хачатурян Э. А. О минералогическом составе руд Кафанского медного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, № 6, 1958.

Хачатурян Э. А. Некоторые особенности колчеданного оруденения. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 4, 1959.

Хачатурян Э. А. К вопросу о возрасте интрузии Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 5, 1959.

Хачатурян Э. А. Некоторые особенности колчеданной формации Армении. Тезисы сессии по закономерн. размещ. медноколч. и медно-порфиров. м-ний, М., 1960.

Хачатурян Э. А., Коджоян А. А. Об обнаружении реньерита на одном из полиметаллических месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 3-4, 1960.

Хачатурян Э. А., Пароникян В. О. Гипогенный ковеллин в рудах Тандзутского серноколчеданного месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.

Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлении. Геохимия, № 1, 1957.

Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Труды лабор. вулканол., вып. 19, 1961.

Хуршудян Э. Х., Геворкян С. В. К вопросу о рентгенометрической диагностике реньерита. ДАН Арм. ССР, т. XXXV, № 2, 1962.

Червяковский Г. Ф. О некоторых закономерностях в размещении колчеданных месторождений на Урале. Закономерн. размещ. полезн. ископ. на Урале, т. 1, 1962.

Чернышов Н. М. Флюорит из Ахтальского барито-полиметаллического месторождения. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, № 3, 1962.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

Чухров Ф. В. О возможности влияния вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. Геология рудн. м-ний, № 1, 1964.

Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. Колчеданные месторождения Урала. Изд. АН СССР, 1950.

Шадлун Т. Н. Некоторые особенности строения зерен пирита в колчеданных залежах. Мин. сб. Львов геол. общ., № 4, 1960.

Шадлун Т. Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1954.

Шадлун Т. Н. Перекристаллизация гелей. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1953.

Шварц Г. М. Структура распада твердых растворов. Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. Сб. статей, ОНТИ, 1934.

Шварц Г. М. Метаморфизм при гидротермальных изменениях в мезотермальных условиях. Физ.-хим. пробл. формирования горных пород и руд, т. 1, 1961.

Шипулин Ф. К. О времени образования металлоносных растворов при извержении некоторых вулканов. Геология рудн. м-ний, № 5, 1960.

Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. Геология рудн. м-ний, № 2, 1963.

Шостак М. А. Исторический очерк развития горного дела на Кавказе. Тифлис, 1901.

Шутлив Ф. А. Зангезурское медно-полиметаллическое месторождение в Армении. Труды МГРИ, т. 20, 1940.

Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1937.

Щербина В. В., Якубович К. И. Границы изоморфной смесимости и зависимости от генетических условий. Тезисы докл. Геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского, 1963.

Щербина В. В. Существуют ли тиосульфаты в гидротермальных растворах? Геология рудн. м-ний, № 3, 1964.

Эфендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

Эфендиев Г. Х. К геохимии германия. Изв. АН Азерб. ССР, серия физико-технич. и химич. наук, № 1, 1958.

Ярош П. Я. Ангидрит из Кафанского колчеданного месторождения. Зап. ВМО, т. 79, № 4, 1950.

Ярош П. Я., Хачатурян Э. А. О взаимоотношениях рудных и нерудных минералов в Ахталском и Шамлугском месторождениях. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 6, 1964.

Allen E.T. a. Zies E.G. A chemical study of the fumaroles of the Katmai Region. Nat. Geogr. Soc. Contr. Techn. Pap., v. I, n 2, 1923.

Borchert H. Neue Beobachtungen an Tellurerzen. Neues Jb. Min. Beil. 69, 1935.

De Long W.F. Die Kristallstruktur von Germanit. Zeit. Krist. v. 73, 1930.

Edwards A.B. Textures of the ore minerals and their Significance, 1947.

Emmons W.H. The principles of economic geology, 1940.

Fenner C.N. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit of the Valley of Ten Thousand Smokes. Nat. Geogr. Soc. Contr. Techn. Pap. v. I, 1923.

Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford, 1954.

Kovenko V. Mines de cuivre de Kuvarshan de la region d'Artvin. MTA, Sene 7, Soy. 2/27, Ankara, 1942.

Lamlot H. Sur la renierite Analyse. Soc. Geol. Belg., t. 73, 1950.

Lange A. Die türkische Kupferhüttenindustrie unter besonderes Berücksichtigung der Hütte von Ergani Maden. Zugleich ein Beitrag zur Praxis des halbpvritischen Schmelzens. Metall und Erz, Hf 1, 2, 3, 1943.

Levy C. et Pruvost J. Rapport entre la chalcopryite, la stannite, la renierite et la germanite. Bul. Soc. frans. de Mineral er de Crystall., t. 80. N 1-3, 1957.

Merwin H.E., Lombard R.H. The system Cu-Fe-S. Econom. Geol. N 2, 1937.

Murdoch J. X-ray investigation of Colusite, Germanite and Renierite. Amer. Miner., v. 38, N 9-10, 1953.

Onishi H. Notes geochemistry of Germanium. Bull. Chem. Soc. Japan, v. 29, N 6, 1956.

Orsel J. La mesure du pouvoir reflecteur des mineraux opaques a l'aide de la cellule photose-

lectrique et ses applications. Bull.Soc.France, 53, 1930.

Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1955.

Rancama K., Sahama T. Geochemistry. Chicago, 1950.

Schneiderhöhn H. u. Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie, II, 1931.

Schwartz G.M. Intergrowths of bornite and chalcopyrite. Econom.Geol., v.26, 1931.

Sclar Ch. and Geier B.H. The paragenetic Relationships of Germanite and Renierite from Tsumeb South West Africa. Econom.Geol., v.52, N 6, 1957.

Thomson E.A. A mineralogical study of germanite. Toronto Univ.Studies., Geol. Ser., 17, 1924.

Vaes J.F. La rénierite. Un sulfure germanifère provenant de la Mine Prince Leopold. Kipuski (Congo Belge). Ann.Soc.Belg.Geol.Bull., 72, 1948.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава I. Краткий исторический очерк изученности колчеданных месторождений	8
Глава II. Краткая геологическая характеристика колчеданных месторождений	16
Шамлугское медное месторождение	18
Алавердское медное месторождение	28
Ахтальское барито-полиметаллическое месторождение	34
Кафанское медное месторождение	41
Шаумян-Халаджское полиметаллическое месторождение	51
Тандзутское серноколчеданное месторождение	53
Чибухлинское медно-серноколчеданное месторождение	57
Гидротермальные изменения вмещающих пород	60
Глава III. Минералогия эндогенных руд месторождений колчеданной формации	73
Минеральный состав руд медноколчеданных месторождений	73
Минеральный состав руд серноколчеданных месторождений	120
Минеральный состав руд колчеданно-полиметаллических месторождений	136
Текстурно-структурные особенности колчеданных руд	169
Парагенетические ассоциации минералов и стадии процесса отложения руд	178
Глава IV. Геохимическая характеристика руд колчеданной формации	208
Характер распределения элементов в колчеданных рудах	209

Закономерности распределения редких и рассеянных элементов	232
Глава У. Условия образования и закономерности размещения колчеданных месторождений	250
Глава У1. Сравнение месторождений Армянской ССР с колчеданными месторождениями Малого Кавказа . .	272
Основные выводы	283
Литература	291

Эдуард Абелович Хачатурян

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС РУД
АРМЯНСКОЙ ССР

Печатается по решению ученого совета Института
геологических наук АН Армянской ССР

Редактор издательства Ж. В. Налчаджян
Худож. редактор Г. Н. Горпакалян
Художник О. Т. Саркисян
Технич. редактор Р. Х. Геворкян
Корректоры С. Г. Пироева, М. Т. Дальвадянци

Набрана на наборно-пишущей машине
оператором М. Б. Геворкян

Книга издана офсетным способом

ВФ 03269 Изд. 4593 Заказ **497** Тираж 500
Сдано в производство 7.06 1977г., подписано к печати
2.06. 1977 г., печ. 20,0 л. + 3. вкл, усл. печ. л. 20,37.
изд. 17,62 л., бумага № 1, 60х90 1/16. Цена 2 р. 90 к.

Издательство Академии наук Армянской ССР.
375019, Ереван, Барекамутян, 24-г.

Типография Издательства АН Армянской ССР,
г. Эчмиадзин