

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

С. А. ЗОГРАБЯН

**СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ АХТАЛЬСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1971



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ս. Ա. ԶՈՀՐԱԲՅԱՆ

**ԱԽԹԱԼԱՅԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ
ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆ ԵՎ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ
ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ**

С. А. ЗОГРАБЯН

СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АХТАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

304

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1974



В книге приводится описание геологического строения и структуры Ахталского барит-полиметаллического месторождения, приуроченного к Алаверди-Кафанскому колчеданному поясу. Излагаются новые данные о взаимоотношении рудовмещающих вулканогенных пород и стадиях минерализации. Освещается роль литологических и тектонических факторов в локализации оруденения, взаимоотношение разрывных нарушений и даек с оруденением и гидротермально измененными кварц-серицитовыми породами. Рассматриваются вопросы истории формирования и генезиса месторождения.

По-новому оцениваются перспективы месторождения и даются практические рекомендации о направлении и методике дальнейших геолого-разведочных работ.

404

В результате бурного развития горнодобывающей промышленности и поисково-разведочных работ в нашей стране фонд "легко-открываемых", выходящих на поверхность месторождений за последние годы резко сократился. В связи с этим важное народнохозяйственное значение приобрела проблема поисков скрытого, не выходящего на поверхность оруденения. Особенно остро эта проблема стоит на действующих рудниках с истощающимися запасами руд. Перед геологами стоит трудная, но благодарная задача - вернуть в строй многие старые рудные районы и месторождения. Успешное решение этой задачи возможно путем применения комплексных методов изучения, среди которых все более важное значение приобретают детальные геолого-структурные исследования. Они имеют целью выявить факторы, влияющие на локализацию рудных месторождений и рудных тел, и установить критерии для их поисков.

К числу старых и изученных месторождений относится и Ахтальское барит-полиметаллическое месторождение. Однако, несмотря на это, до сих пор остаются нерешенными многие вопросы его геологической структуры и генезиса, с которыми связаны, в свою очередь, оценка перспектив этого месторождения и определение направления дальнейших геолого-разведочных работ. Существующие схемы структуры месторождения недостаточно разработаны и не удовлетворяют требованиям геологической службы рудника. Поэтому проведение специально поставленных детальных геолого-структурных исследований на Ахтальском месторождении стало настоящей необходимостью. По Постановлению Совета Министров Арм.ССР Институтом геологических наук АН Арм.ССР проводятся комплексные исследования по изучению геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Автору было поручено изучение геологической структуры Ахтальского месторождения. Основной задачей наших исследований было выяснение закономерностей локализации оруденения в зависимости от структурных факторов и разработка геолого-структурных критериев для поисков скрытого оруденения. При решении этих задач были затронуты вопросы истории формирования месторождения, в значительной мере спорные (подобно вопросам, касающимся других месторождений колчеданного типа), а именно, взаимоотношения рудовмещающих вулканогенных пород, соотношения оруденения с дайками и гидротермальным изменением пород, возраст разрывных наруше-

ний, стадийность минерализации и т.д. Эти задачи решались путем детальных геологических наблюдений в процессе осмотра и подземного картирования всех доступных горных выработок и составления на особо интересных участках рудных тел крупномасштабных зарисовок, отражающих отдельные стороны геологического строения месторождения. Как правило, данные полевых наблюдений в процессе камерального изучения дополнялись микроскопическими и аналитическими исследованиями. Помимо этого, имелась возможность пользоваться фактическим материалом, накопившимся на Ахталском руднике за время его разведки и эксплуатации. С целью ознакомления с геологическим строением рудного поля был совершен ряд обзорных региональных маршрутов по району месторождения. Была осмотрена капитальная штольня, проходима на Алавердском месторождении, и некоторые выработки Шамлугского медноколчеданного месторождения.

Полевые работы и сбор фактического материала были проведены в течение трех полевых сезонов 1962-1965 гг. Камеральная обработка фактического материала проводилась в Отделе металлических полезных ископаемых ИГН АН Арм.ССР и в Лаборатории структур рудных полей и месторождений ИГЕМ АН СССР.

Химические, спектральные, рентгено-структурные и термические анализы пород и рудных минералов, а также определение эффективной пористости пород проводились в соответствующих лабораториях ИГН АН Арм.ССР и частично ИГЕМ АН СССР.

В процессе работы автор постоянно пользовался консультациями академика И.Г.Магакьяна, доктора геолого-минералогических наук Ф.И.Вольфсона, кандидатов геолого-минералогических наук Э.А.Хачатуряна, В.Ф.Чернышова и др. Большое содействие в процессе полевых работ автору было оказано геологами Ахталского рудника К.А.Даниеляном и Г.А.Шаловасовым. Всем названным лицам автор выражает свою искреннюю признательность.

Общее научное руководство работой осуществлялось кандидатом геолого-минералогических наук Л.И.Лукиным, которому автор приносит глубокую благодарность за ценные советы, постоянную помощь и требовательность к работе.

І. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

(Расположение, геоморфологический и орогидрографический очерк. История изучения района и месторождения)

Ахтальское барит-полиметаллическое месторождение расположено в пределах Алавердского рудного района Армянской ССР, в 2 км от железнодорожной станции Ахтала Закавказской железной дороги и в 14 км севернее районного центра - г.Алаверди. От г.Еревана месторождение отстоит на 110 км к ССВ и связано с ним шоссейной и железной дорогами.

В геоморфологическом отношении район месторождения отличается гористым, глубоко расчлененным рельефом и охватывает восточную часть Сомхетского хребта. Наивысшей точкой местности является вершина горы Лалвар, расположенная в 15 км западнее месторождения. В центральной части района проходит хорошо выраженная горная цепь с высотами Кызыл-Таш, Шах-Тахт, Бугакяр. К северо-востоку рельеф несколько выполаживается.

Наряду с расчлененным рельефом выделяются участки характера плато, расположенные на высоте 700-900 м и являющиеся остатками четвертичных лавовых потоков, неоднократно заполнявших ущелье р.Дебед.

Речная система в районе развита хорошо. Помимо реки Дебед, главной водной артерии района, имеется большое количество рек и ручейков, берущих начало с г.Лалвар и ее отрогов и впадающих в р.р. Храми и Дебед. Все эти реки имеют типичный горный характер с крутыми профилями.

Алавердский рудный район, благодаря наличию медных и полиметаллических месторождений, издавна привлекал внимание многих исследователей. Среди геологов, в той или иной мере осветивших вопросы геологического строения этого района до Октябрьской революции, следует отметить Эйхвальда, Г.Абиха, К.Редлиха, П.Лебедева, Ф.Освальда, Н.А.Морозова и многих других.

После установления Советской власти начался этап планомерного геологического изучения территории Армении.

Большой вклад в дело изучения геологического строения Алавердского рудного района внесли К.Н.Паффенгольц и В.Г.Грушевой. Последний составил геологическую карту Алавердского и Шамдугского месторождений, а также геологическую карту района.

Изучением геологического строения Алавердского района в разное время занимались также В.Ф.Пчелинцев, А.Л.Додин, М.П.Русаков, П.С.Саакян, А.Н.Заварицкий, О.С.Степанян, Н.Я.Монахов, Г.Д.Ажгирей, И.Г.Кузнецов, В.В.Белоусов, Е.Е.Захаров, М.В.Гзовский, М.П.Бархатова, В.И.Милосердова, А.Т.Асланян, П.Ф.Сопко, С.С.Мкртчян, И.Г.Магакьян, Б.С.Вартапетян, А.А.Габриелян, Э.А.Хачатурян, Н.Р.Азарян, Г.А.Казарян, Э.Г.Малхасян, С.И.Баласанян, П.М.Чернышов, Г.П.Багдасарян, Р.Л.Мелконян и др.

В пределах Алавердского рудного района находится ряд медноколчеданных, полиметаллических, баритовых месторождений, имеющих промышленное значение, а также ряд более мелких рудопроявлений.

Ахталское барит-полиметаллическое месторождение расположено на склонах ущелья реки Назик, охватывает часть нижнего течения р.Уч-Килиса, впадающей у ст.Ахтала в р.Дебед, и характеризуется резко пересеченным рельефом с абсолютными отметками 600-1200 м. Склоны ущелья р.Назик крутые и обрывистые. Месторождение известно с глубокой древности, однако достоверных исторических данных об открытии и раннем периоде разработки месторождения в литературе не имеется. Более точные сведения относятся к XII веку, когда проводилась в небольших масштабах добыча руды. Значительного расцвета горные работы достигли в середине и во второй половине XVIII века: они проводились греческими рудопромышленниками. Затем, после некоторого спада горных работ, добыча руды с перерывами продолжалась русскими, а с 80-х годов XIX века - французскими концессионерами.

Вначале из руд Ахталского месторождения извлекались только серебро и золото. Позже русскими и французскими кампаниями добывалась и полиметаллическая руда, но извлекались только медь и частично серебро и золото, а цинково-свинцовые руды с содержанием благородных металлов поступали в отвал. Вследствие сложного состава руд Ахталского месторождения организация их переработки и извлечения всех компонентов на месте представляли большие затруднения.

Добыча медной руды французскими концессионерами продолжалась до 1913 г. К этому времени из руд Ахталского месторождения наряду с золотом, серебром и медью извлекался и цинк.

После установления Советской власти в Армении в 1924 г. был восстановлен один из горизонтов Ахталского рудника с целью добычи серного колчедана. В 1931-1934 гг. разведочные работы на

руднике велись Алавердским комбинатом. За этот период были восстановлены некоторые рудники и была задана штольня № 16 в западной части месторождения, а также было пройдено несколько буровых скважин.

В период с 1946 по 1950 г. на руднике производились разведка и добыча барита рудоуправлением Армбарит Министерства нефтяной промышленности СССР.

С 1950 г. Ахталское месторождение перешло в распоряжение треста "Главцинксвинец". С этого времени и по 1955 г. месторождение находилось в стадии детальной разведки с попутной добычей полиметаллической руды. За этот период был произведен большой объем восстановительных, проходческих, буровых и опробовательских работ.

В настоящее время на месторождении ведется добыча полиметаллической и баритовой руды и продолжают поисково-разведочные работы.

Ахталское месторождение с давних пор посещалось и изучалось многими исследователями. Оно часто упоминается в геологической литературе и при описании соседних месторождений.

В числе исследователей дореволюционного периода следует упомянуть Г.Абиha, де-Моргана, А.Брали, К.Редлиха, Н.А.Морозова и других.

Среди исследователей, изучавших Ахталское месторождение в послереволюционный период, следует отметить В.Ф.Пчелинцева, В.Г.Грушевого, О.Т.Карапетяна, О.С.Степаняна, Г.А.Пилюна, Н.А.Фокина, И.Г.Магакьяна, Э.А.Хачатуряна, С.С.Мкртчяна, С.В.Казаряна, М.Л.Лачиняна, А.Г.Казаряна, Н.М.Чернышова, Св.С.Мкртчян и других.

К началу наших работ по основным вопросам геологического строения Ахталского месторождения среди геологов существовали следующие представления.

Ахталское месторождение приурочено к небольшой антиклинальной складке (осложняющей северо-восточное крыло дебедакской брахиантиклинали), в ядре которой выходят кварцевые плагиопорфиры, имеющие эффузивное происхождение.

Барито-полиметаллические рудные тела приурочены к контактовой полосе порфиров и кварцевых плагиопорфиров и метасоматически замещают последние. По общему признанию, порфириты экранируют оруденение. Крутопадающие разрывные нарушения близмеридио-

нального направления многими геологами рассматриваются как рудоподводящие каналы и служат критерием для проектирования геолого-поисковых работ. Некоторые исследователи считают эти нарушения послерудными, приводя в пользу такого мнения наличие рудных валунов в зонах нарушений. Это мнение часто также используется при поисках "смещенных частей" рудных тел. Вопрос взаимоотношения даек с оруденением является спорным. Многие геологи принимают послерудный возраст даек, другие - дорудный, а третьи выделяют как дорудные, так и послерудные разности даек. Вопросы стадийности оруденения также являются спорными. Большинство геологов выделяет следующие стадии минерализации: серноколчеданную, медноколчеданную, полиметаллическую, баритовую, (кальцитовую и гипсовую), принимая, таким образом, наличие на месторождении барита одной генерации. Противоречивы мнения о происхождении красной окраски барита, а также о времени образования гидротермально измененных кварц-серицитовых пород и взаимоотношения их с дайками и с процессом рудоотложения.

П. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

I. Геологическое положение района в системе Малого Кавказа

Прежде чем приступить к рассмотрению геологического строения Алавердского рудного района, кратко осветим геологическое положение его в складчатой системе Малого Кавказа.

Территорию Малого Кавказа (Антикавказ) А.А.Габриелян (1964, 1968) делит на три структурно-формационных комплекса: 1) область раннеальпийской (киммерийской) складчатости (Сомхето-Кафанская зона), 2) область среднеальпийской складчатости (Аджаро-Триалетская, Центрально-Армянская и Севано-Ширакско-Ордубадская складчатые зоны), 3) область позднеальпийской складчатости (Среднеараксинский межгорный прогиб). Эти геотектонические комплексы отличаются друг от друга стратиграфическими разрезами, возрастом складчатости, типами пикативных структур, формациями горных пород, магматизмом, металлогенией и глубинным геологическим строением.

Область раннеальпийской складчатости (Сомхето-Кафанский тектонический комплекс), куда входит и Алавердский рудный район, охватывает северо-восточную часть Малого Кавказа и соответствует раннеальпийскому геосинклинальному прогибу, наложенному на геоантиклинальное поднятие герцинского времени. В геологическом строении области принимают участие терригенные образования лейаса, кератофиро-порфириновая формация доггера, а также вулканогенно-обломочная и карбонатная формации верхней юры и мела. Ограниченным распространением пользуются отложения палеогена, а неогеновые и антропогеновые породы почти полностью отсутствуют. Субстратом являются метаморфизованные породы эопалеозоя, выступающие из-под нижнеюрских отложений (Локский и Храмский массивы, бассейн р.Ахум и др.), что свидетельствует об отсутствии в этой зоне отложений среднего и верхнего палеозоя и триаса. Описываемые вулканогенно-осадочные толщи характеризуются спокойной, пологой складчатостью. Особенностью зоны является также наличие крупных гранитоидных интрузивов верхнеюрского, нижнемелового и частично третичного возраста.

Сомхето-Кафанский структурный комплекс делится на две неравные структурные единицы - Сомхето-Карабахский мегаантиклинно-

рий и Кафанский антиклинорий, разделенные Нижнеакеринским прогибом. Сомхето-Карабахский мегаантиклинорий состоит из ряда кулисообразно расположенных антиклинальных поднятий (Храмское, Локское, Алавердское, Шамхорское, Гекгельское, Мровдагское, Агдамское, Карабахское, Лачинское и др.), разделенных синклинальными прогибами (Болнисским, Лалварским, Иджеванским, Дашкесанским, Акджакендским, Тоурагачайским, Степанакертским и др.). Алавердский рудный район занимает северо-западную часть Алавердского антиклинория, расположенного в междуречье р.р. Дебед и Агстев.

2. Стратиграфия

Вопросы стратиграфии Алавердского района в значительной мере разработаны целым рядом исследователей, однако некоторые из них остаются нерешенными и спорными и требуют дальнейших более детальных исследований.

В стратиграфическом разрезе Алавердского рудного района исключительную роль играют юрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, местами перекрытые меловыми и палеогеновыми породами. Широко распространены и четвертичные образования.

Описание стратиграфии района приводится в основном по литературным данным и лишь в незначительной мере по собственным наблюдениям, относящимся к условиям залегания кварцевых плагиопорфиров. Эти породы вмещают рудные тела Ахталского месторождения. Согласно большинству исследователей "толща" кварцевых плагиопорфиров имеет эффузивное происхождение, является наиболее древней в районе и подстилает породы дебедской свиты. Подробнее на возрасте, условиях залегания и взаимоотношениях кварцевых плагиопорфиров с порфиритами дебедской свиты мы остановимся в главе о геологическом строении месторождения. Здесь же отметим, что по нашим наблюдениям кварцевые плагиопорфиры Ахталского месторождения слагают куполовидное субвулканическое тело, прорывающее порфириты дебедской свиты.

а. Юрские отложения

Дебедская свита ("нижние порфириты" по В.Г.Грушевому, 1930; "дебедачайская свита" по М.П.Бархатовой).

Породы дебедской свиты обнажаются на значительной площади между Алавердским, Ахталским и Шамлугским месторождениями и представлены андезитовыми, диабазовыми, дацитовыми порфиритами, вулканическими брекчиями и туфами. Стратиграфическое положение этой свиты спорное. Большинство исследователей датирует ее как нижний-средний байос. По данным Н.Р.Азаряна (1959, 1963), дебедская свита имеет верхнебайосский возраст. Мощность ее составляет 400 м.

Пестрота и быстрая фациальная изменчивость пород затрудняют стратиграфическое расчленение дебедской свиты. Более подробное описание этой свиты также будет приведено в главе, посвященной описанию Ахталского месторождения, так как эти породы наряду с кварцевыми плагиопорфирами играют доминирующую роль в его геологическом строении.

Кошабердская свита. Дебедская свита согласно перекрывается отложениями кошабердской свиты. Она характеризуется резкой фациальной изменчивостью. В ее строении участвуют пирокластические породы среднего и переходного от среднего к кислому состава. Средняя мощность свиты – 300 м, наибольшей мощности (400 м) она достигает в центральной части рудного района (г.Кызыл-таш).

На востоке (с.В.Ахтала) кошабердская свита выклинивается. Возраст свиты Н.Р.Азарян датирует как верхний байос. Дебедскую и кошабердскую свиты А.Т.Асланян относит к триасу-нижнему лейасу.

Алаверди-шамлугская свита. Кошабердская свита согласно и с постепенными переходами перекрывается вулканогенно-осадочными отложениями (туфопесчаниками, кислыми эффузивами и их пирокластическими аналогами и др.). Эта толща Н.Р.Азаряном выделяется под названием алаверди-шамлугской свиты. Она также характеризуется большой фациальной изменчивостью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Мощность ее колеблется в пределах 250–400 м. Свита палеонтологически хорошо охарактеризована. Возраст ее большинством исследователей датируется как верхний байос.

Шахтахтская свита. Отложения фаунистически охарактеризованного батского яруса Н.Р.Азаряном выделяются под названием шахтахтской свиты. По данным указанного автора, нижнюю часть разреза шахтахтской свиты занимают авгитовые порфириты, согласно налегающие на верхнебайосские туфопесчаники и агломераты алаверди-шамлугской свиты. Местами авгитовые порфириты постепенно перехо-

дят в красно-бурые, шлакоподобные туфовые или агломератовые породы. Последние в свою очередь переходят в вышележащие песчаники. Верхняя часть шахтактской свиты представлена песчаниками и глинистыми сланцами.

Фаунистически охарактеризованные отложения келловейского возраста ("бугакарская свита" по Н.Р.Азаряну, 1959), мощностью 200м, развиты в северной части района и представлены песчаниками, перемежающимися с глинистыми сланцами, а также туфопесчаниками и туфобрекчиями. Эта свита трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием налегает на более древние породы (дебедскую, кошабердскую, алаверди-шамлугскую, шахтактскую свиты).

Бугакарская свита трансгрессивно перекрывается мощной (до 400 м) свитой вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (лалварская свита по Н.Р.Азаряну), представленная порфиритами и их пирокластолитами с линзами и прослоями грубозернистых туфопесчаников. Н.Р.Азарян приписывает этой немой свите оксфордский возраст согласно ее стратиграфическому положению в разрезе и по региональным сопоставлениям.

б. Меловые отложения

Меловые отложения, представленные осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями (известняки и их мелкозернистые песчанистые разности), распространены в северной и северо-восточной частях района, где они трансгрессивно перекрывают юрские отложения. Возраст этих образований А.Т.Асланян датирует сеноманом по обнаруженной в них макро- и микрофауне.

По А.Т.Асланяну, отложения сеномана трансгрессивно перекрываются толщей турон-коньяк-нижнесантонского возраста, представленной туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками, порфиритами и альбитофирами.

Выше залегает вулканогенно-осадочный комплекс верхнего сантона-нижнего кампана, который состоит из двух свит. Одна с базальным конгломератом в основании трансгрессивно налегает на все предыдущие меловые толщи, а вторая распространена на северных и северо-восточных склонах Малого Кавказа. Возраст этого комплекса пород определяется стратиграфическим положением: они трансгрессивно налегают на отложения коньяка-нижнего сантона и подстилают фаунистически охарактеризованные отложения кампан-маастрихтского возраста.

Палеогеновые отложения представлены известковистыми и туфогенными песчаниками, туффитами и туфами дацитового состава, выше которых залегает мощная толща лабрадоровых порфиров, их туфов и вулканических брекчий. Они распространены в западной части рудного района на склонах горы Лалвар, где со значительным угловым несогласием перекрывают верхнеюрскую вулканогенную толщу с базальным конгломератом в основании.

В известковистых и туфогенных песчаниках содержится куммулитовая фауна, датирующая возраст палеогеновой толщи лютетским ярусом эоцена (А.Т.Асланян, 1949, 1958 и др.). Общая мощность палеогеновых отложений горы Лалвар составляет около 700–800 м.

Четвертичные образования, широко развитые в районе, представлены элювиально-делювиальными образованиями небольшой мощности, аллювиальными отложениями речных долин, а также несколькими потоками базальтовых и андезитово-базальтовых лав.

3. Некоторые вопросы магматической деятельности

Эффузивная магматическая деятельность в Алавердском районе имеет длительную и сложную историю развития. В Алавердском районе выделяется четыре главных этапа или эффузивных комплекса – ниже-среднеюрский, верхнеюрский, меловой и третичный (Г.А.Казарян, 1962). Эти эффузивные комплексы разделяются перерывами в осадконакоплении, угловыми несогласиями и внедрением гранитоидных интрузивов.

Р.Л.Мелконян (1966) в истории развития юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района выделяет два магматических комплекса: среднеюрский и верхнеюрско-неокомский, соответствующие двум тектоно-магматическим этапам. Каждый тектоно-магматический этап включает эффузивные, субвулканические и интрузивные породы и характеризует определенные периоды развития Сомехто-Карабахской зоны – геосинклинальный и орогенный.

По данным Г.А.Казаряна (1962), в юрских эффузивных комплексах происходит изменение состава лав от основных и средних до кислых. Характер пород меняется от диабазовых, андезитовых порфиров до дацитовых порфиров или альбитофиров; помимо этого,

лавы выше по разрезу сменяются туфобрекчиями и туфами соответствующих составов.

Меловой эффузивный комплекс развит сравнительно слабее, а вулканогенные образования играют небольшую роль среди других отложений этого периода. Эффузивная деятельность третичного времени, широко развитая в Армении, в Алавердском районе проявлена слабо. Третичные вулканогенные образования имеют локальное распространение и отмечены в районе г. Лалвар.

В тесной генетической и пространственной связи с проявлением эффузивной деятельности находятся субвулканические и жильные образования. Породы субвулканической фации образуют дайки, силлы, лакколиты и жерловые образования.

Соотношения субвулканических образований с различными горизонтами лав и пирокластических материалов, а также факты взаимопересечений между некоторыми членами пород субвулканической фации позволили Г.А. Казаряну наметить такую последовательность их внедрения: кварцевые порфиры, плагиоклазовые порфириты (первый юрский эффузивный комплекс), субвулканические андезитовые порфириты, пикритовые диабаз-порфириты, плагиогранит-порфиры, андезито-дациты (второй юрский эффузивный комплекс), диабазы, липарито-дациты (третичный эффузивный комплекс).

В Алавердском рудном районе устанавливается два интрузивных комплекса гранитоидов-мезозойского и третичного возраста. Интрузивы представлены в основном диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами.

В связи с тем, что некоторые вопросы стратиграфии района остаются все еще спорными, точная датировка возраста всех интрузивов представляет определенную трудность и среди исследователей по этому вопросу нет единого мнения.

Шнох-Кохобский и Чочканский интрузивы, обнажающиеся севернее и северо-восточнее Ахтальского месторождения, по данным большинства исследователей, имеют нижнемеловой, предсеноманский возраст. Верхняя возрастная граница Шнох-Чочканского интрузива определяется наличием галек этих пород в базальных конгломератах сеномана, которые обнажаются по дороге между сс. Ноемберян и Джуджеван (А.Т. Асланян, Э.А. Хачатурян, Н.Р. Азарян, С.И. Баласанян). Некоторые авторы (В.Г. Грушевой, К.Н. Паффенгольц) Шнохский интрузив по аналогии с другими послесреднеэоценовыми интрузивами Северной Армении относят к эоцену, оспаривая идентичность вышеотмеченных галек с породами Шнохского массива.

Абсолютный возраст главных типов пород Шнох-Кохбского интрузива, по данным лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Арм.ССР (Г.П.Багдасарян, Р.Х.Гукасян и др., 1966), составляет 133 ± 8 млн.лет, что доказывает досеноманский, нижнемеловой (низы неокома на границе с верхней юрой) возраст этого массива. Радиологические исследования галек интрузивных пород базальных конгломератов сеномана показали, что абсолютный возраст их весьма близок к возрасту пород Шнох-Кохбского массива - 128 ± 9 млн. лет.

Ахпатский интрузив, обнажающийся в центральной части района, прорывает порфириты дебедской свиты. Верхняя возрастная граница этого массива точно не установлена. Сходство состава и условий залегания Ахпатского интрузива с Шнох-Кохбским массивом позволяет большинству авторов отнести его к предсеноманской группе интрузивов. Абсолютный возраст пород Ахпатского интрузива составляет 142 ± 6 млн.лет, что соответствует верхам верхней юры. По мнению Р.Л.Мелконяна (1966) внедрение Ахпатского интрузива скорее всего произошло в средней юре.

Общепризнан третичный (эоценовый) возраст Лалварского интрузива. Помимо геологических данных, это подтверждается также определениями абсолютного возраста - 38 ± 2 млн.лет (верхи эоцена - начало олигоцена).

304
О возрасте Банушского массива, расположенного северо-восточнее Шамлугского месторождения, нет единого мнения. По данным некоторых авторов (В.Г.Грушевой, 1941; Н.Р.Азарян, 1961; Г.А.Казарян, 1962 и др.), он является частью Лалварского интрузива и, соответственно, имеет третичный возраст. Другие авторы (А.Т.Асланян, 1949; Э.А.Хачатурян, 1959; С.И.Баласанян, 1956 и др.) отрицают связь между этими интрузивами и выделяют Банушский массив в самостоятельное интрузивное тело нижнемелового возраста. Определения абсолютного возраста в 47 ± 5 млн.лет доказывают третичный (средне-верхне-эоценовый) возраст глазной массы пород Банушского интрузива.

Таким образом, геологические данные и данные определений абсолютного возраста подтверждают наличие в Алавердском районе двух этапов интрузивной магматической деятельности^{х/}, которые отделены друг от друга значительным промежутком времени.

х/ По мнению Р.Л.Мелконяна (1966), в Алавердском рудном районе выделяются три интрузивных комплекса: среднеюрский, нижнемеловой, эоценовый.



Помимо интрузивов гранитоидного состава, в Алавердском рудном районе известны мелкие тела габбро и оливиновых габбро, имеющие незначительное распространение.

Жильные породы, генетически связанные с гранитоидными интрузивами, Г.А. Казарян подразделяет на дайки I и II этапа. Дайки I этапа широко развиты в эндоконтактовых зонах массивов. В эту группу входят пегматиты, аплиты и жильные граниты. Размещение этих жильных пород подчинено системам трещин остывания интрузива. Возрастные взаимоотношения жильных пород внутри группы даек I этапа во многом остаются неясными, ибо пересечениями установлен только более ранний возраст плагиоаплитов по отношению к кварц-анортоклаз-плагиоклазовым пегматитам.

На последних этапах формирования интрузивных комплексов произошло внедрение жильных пород, которые генетически не связаны с обнаженными гранитоидными интрузивами. Эти породы Г.А. Казарян выделяет как жильные породы II этапа и различает среди них (в возрастном порядке) габбро-диабазы (и габбро-диабазовые порфиры), диоритовые порфиры, кварцевые диорит-порфиры, лампрофиры. Эти дайковые тела в своем размещении подчинены региональным структурам (осевые части или крылья антиклинальных складок), что и обуславливает наличие дайковых полей, прослеживающихся более чем на 15 км. Устанавливается, что ранние по возрасту дайки при большом распространении отличаются малыми мощностями и длиной, а более поздние — при малом количестве характеризуются большими мощностями и протяженностью по простиранию.

Трещины, выполненные дайками II этапа, большей частью являются трещинами растяжения; реже встречаются дайки, выполняющие трещины скола с характерными признаками брекчирования боковых пород и ксенолитами.

Формирование даек II этапа происходило после остывания интрузивов, и внедрившаяся жильная магма в эндоконтактовой зоне быстро охлаждалась, образуя зоны закалки пород. Внедрение жильной магмы происходило неоднократно, и часто одна и та же трещина вмещает разновременные дайки различного состава (габбро-диабазы и кварцевые диорит-порфиры, габбро-диабазы и микрогранит-порфиры и т.д.).

В рудных полях Алаверди, Шамлуг, Ахтала и др. жильные породы II этапа интрузивного комплекса подверглись гидротермальному изменению и пересечены рудными жилами.

По петрохимическим, геохимическим особенностям Г.А.Казарян установил гибридный характер большинства жильных пород II этапа, которые соответствуют гибридным породам эндоконтактовых фаций гранитоидных интрузивов.

4. Основные черты тектонического строения района

Алавердский рудный район приурочен к северо-западной части Алавердского антиклинория, являющегося одной из наиболее крупных структурных единиц Сомхето-Карабахского мегаантиклинория (А.А.Габриелян, 1964). Описание Алавердского антиклинория приводится по работе А.А.Габриеляна и др. (1968).

Алавердский антиклинорий расположен в междуречье рр.Дебед и Агстев. Эта структура имеет характер брахиантиклинория с общим северо-западным простиранием. Ядро Алавердского антиклинория сложено различными порфиритами и туфоосадочными отложениями байоса и бата (нижний подъярус нижнеальпийского структурного яруса), которые на крыльях антиклинория и на его северо-западном и юго-восточном погружениях трансгрессивно и несогласно перекрываются келловейскими и оксфордскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, принадлежащими уже к верхнему подъярису нижнеальпийского структурного яруса.

Шарнир Алавердского антиклинория воздымается в ущелье р.Дебед и в районе г. Кячал, а в промежутке между ними (на г.Марал) довольно сильно погружается, в результате чего образуются поперечные антиклинальные и синклиналильные структуры второго порядка северо-восточного простирания. Таковыми являются Чатынская и Кячалская антиклинали, разделенные Маральской синклиналью. Наличие вышеуказанных антиклинальных складок северо-восточного направления придает Алавердскому антиклинорию форму крупной подковообразной складки, обращенной выпуклостью к юго-западу.

Алавердский антиклинорий характеризуется пологой складчатостью. Углы падения на крыльях складки составляют в среднем 25-30°.

Ось Чатынской антиклинали протягивается по правобережью р.Дебед и имеет северо-восточное направление. В ядре антиклинали обнажаются вулканогенные отложения байоса (дебедская, кошабердская, алаверди-шамлугская свиты), а на крыльях - осадочные и вулканогенно-осадочные породы бата и келловей. Общая мощность

отложений — 1400 м. Трансгрессивно залегающие отложения келловей местами непосредственно перекрывают кошабердскую свиту верхнего байоса (Н.Р.Азарян, 1963), что обусловлено, по-видимому, предкелловейским размывом, последовавшим за батской орофазой.

На северо-западном крыле Чатынской антиклинали, в переходной зоне к Лалварскому синклинию, имеются несколько второстепенных антиклинальных и синклинальных складок близширотного простирания.

Кячальская антиклиналь северо-восточного направления расположена в бассейне р. Воскепар и соответствует воздыманию шарнира Алавердского антиклинория на его восточной периферии. Ядро антиклинали сложено мощными (до 1500 м) вулканогенными и туфогенно-осадочными породами байоса и бата, которые на крыльях складки трансгрессивно, с хорошо выраженным угловым несогласием перекрываются отложениями келловей и оксфорд-киммериджа. Углы падения крыльев антиклинали составляют $20-30^{\circ}$ (для пород верхней юры).

Между Чатынской и Кячальской антиклинальными складками расположена сравнительно узкая Маральская синклиналь, сложенная отложениями верхней юры и верхней части средней юры.

Алавердский антиклинорий в северо-западных и юго-восточных направлениях погружается с образованием соответственно узкой Лалварской синклинали и Иджеванского синклинория. Лалварская синклиналь имеет северо-восточное простирание и, будучи наложенной, отделяет Алавердский антиклинорий от Локского поднятия (антиклинория). Лалварская синклиналь выполнена вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры и трансгрессивно и несогласно залегающими над ними эоценовыми вулканогенными отложениями.

Широко развиты в районе разрывные нарушения с системами опоряющих трещин. К числу таких нарушений относится крупный разлом сбросового (надвигового по П.Ф.Сопко) характера, контролирующий оруденение Алавердского месторождения. Этот сброс подробно описан В.Г.Грушевым (1930). Он проходит в меридиональном направлении вдоль Алавердского ручья, а падает на запад под углами $45-70^{\circ}$ и сопровождается рядом поперечных сбросов и сдвигов. По данным С.С.Мкртчяна (1957), сброшен западный участок месторождения, сложенный породами Шахтахтского комплекса. По В.Г.Груше-

вому, сброшено восточное крыло сброса, т.е. опущены туфопесчаники, по отношению к "агломератам". Это подтверждается и данными Н.Р.Азаряна (1963).

Другим крупным и хорошо изученным нарушением является "Меридиональный разлом" на Ахталском месторождении. Это - шарнирное нарушение сбросо-сдвигового характера со средней вертикальной амплитудой смещения в 70 м. В обоих смещенных крыльях разлома расположены самые крупные из известных на месторождении рудные тела. Помимо Меридионального разлома, на Ахталском месторождении известен ряд других близмеридиональных (северо-восточных и северо-западных), а также близширотных сбросов.

В Шамлугском рудном поле, по Н.Я.Монахову, развиты три системы нарушений: широтная, северо-восточная и северо-западная. Нарушения широтной системы представляют собой зоны раздробленных, гидротермально измененных пород с крутыми углами падения и небольшими амплитудами смещений. По П.Ф.Сопко, нарушения этой системы имеют взбросовый характер. Они играют важную роль в локализации оруденения. Северо-восточная система нарушений пересекает, а местами и смещает широтную систему. Северо-западная система нарушений пересекает дайки, а иногда и рудные тела.

Кроме этих нарушений, по всему району отмечены разрывные нарушения меридионального направления и сопряженные с ними нарушения иного направления.

5. Краткая характеристика рудоносности Алавердского рудного района

В металлогеническом отношении Алавердский рудный район является частью Алаверди-Кафанского рудного пояса, выделенного И.Г.Магакьяном на Малом Кавказе. В рудном поясе широко распространены колчеданные (медные, полиметаллические с баритом и баритовые) месторождения Алавердского (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Уч-Килиса, Акори) и Кафанского (Кафан, Шаумян и др.) рудных районов, небольшие контактово-метасоматические и высокотемпературные гидротермальные месторождения железных руд (Цакери дош) и более мелкие медные, полиметаллические, золотосульфидные и некоторые другие рудопоявления.

Из всех этих типов месторождений крупное промышленное значение имеет колчеданный тип, обладающий значительными запасами меди, цинка, свинца и барита.

по данным И.И.Магакьяна и С.С.Мкртчяна (1957), Алаверди-Кафанская структурная зона выходит за пределы Армянской ССР и прослеживается в юго-западные районы Azerbaijan, южную Грузию и Артвинский округ Турции, слагая единый рудный пояс. Для этих районов характерны те же типы структур, магматизма и металлогении и известны крупные колчеданные месторождения (Кедабек и Чирагидзор в Azerbaijan, Маднеули в Грузии, Кварцхана в Артвинском округе Турции), а также промышленные железорудные месторождения контактово-метасоматического типа с наложенной кобальтовой минерализацией (Дашкесан в Azerbaijan).

Ниже по литературным данным приводится краткое описание главнейших месторождений Алавердского рудного района (кроме Ахталского месторождения).

Алавердское медное месторождение расположено в 3 км севернее г.Алаверди. Месторождение известно с давних времен и до 1944 г. являлось главным источником медных руд в районе. С 1944 г. разработка месторождения была прекращена. В настоящее время на месторождении возобновлены детальные поисково-разведочные работы.

В геологическом строении месторождения участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования дебедской, кошабердской, алаверди-шамлугской и шахтахтской свит. Широко развиты различные по составу жильные породы.

Важнейшим рудоконтролирующим структурным элементом является крупное нарушение меридионального направления, прослеживающееся в центральной части месторождения. Характер этого нарушения окончательно не выяснен. Вдоль этого нарушения породы раздроблены и интенсивно гидротермально изменены. Ширина зоны нарушения непостоянна и колеблется в пределах от 40 до 200 м. К участкам расширения приурочены наиболее интенсивно раздробленные гидротермально измененные породы. На месторождении отмечается также ряд более мелких нарушений широтного и близширотного направлений, пересекающих минерализованную зону.

Рудные залежи, представленные линзовидными и жиллообразными телами размерами в несколько десятков метров, мощностью в несколько метров, залегают в гидротермально измененных породах,

прилегающих к зоне разлома. В целом месторождение (несколько десятков рудных тел) рассматривается как рудный столб, имеющий форму пирамиды, обращенной вершиной вниз и прослеженной на 700 м по простиранию и на 350 м по падению.

В рудах наиболее широко распространены халькопирит и пирит. Второстепенное значение имеют сфалерит, галенит, теннантит, борнит. В виде примеси редко отмечаются самородное золото, висмутин, станнин, арсенопирит. Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, гипсом и ангидритом, флюоритом, хлоритом, кальцитом, баритом. Для руд месторождения характерно мелкозернистое сложение, тесные взаимные сростания минералов и наличие коллоидных текстур.

На месторождении сравнительно хорошо намечается вертикальная зональность оруденения: баритовое и полиметаллическое оруденение верхних горизонтов сменяется на глубоких горизонтах медным и медно-серноколчеданным оруденением.

Шамлугское медное месторождение расположено в 10 км к северо-востоку от Алавердского месторождения. Оно было открыто несколько позже Алавердского месторождения, а после консервации последнего осталось единственным источником медных руд в районе. В настоящее время на месторождении ведутся эксплуатационные и поисковые работы.

В геологическом строении месторождения участвуют породы дебедской, кошабердской, алаверди-шамлугской и бугакарской свит, интродуцированные многочисленными дайками, пластовыми интрузивами, лакколитами альбитофиров и дайками диабазового порфирита.

Шамлугское месторождение приурочено к северному крылу Алавердской брахиантиклинали. Вмещающие породы падают в северные румбы под углами $5-30^{\circ}$. Широко развиты на месторождении разрывные нарушения разных направлений: наиболее распространены и важны для локализации колчеданного оруденения крутопадающие трещины широтного и близширотного простираний, прослеживающиеся на площади месторождения в виде сближенной системы и разбивающие весь участок на ряд блоков.

В распределении оруденения отчетливо проявляется роль стратиграфо-литологических факторов. Наиболее интересные в промышленном отношении рудные тела приурочены к рудоносному горизонту кератофинов, кварцевых кератофинов, их туфов и вулканических брекчий. Промышленные рудные тела встречаются и среди пироклаستي-

ческих пород кошабердской ситы. В породах дебедской свиты интересные в промышленном отношении руды встречены лишь недавно.

На верхних горизонтах месторождения рудные тела имеют линзовидную форму (хотя за ними укоренилось название штоков) размерами от десятков метров до 100 м по простиранию и падению при мощности от 5 до 10-20 м. На нижних же горизонтах рудные тела представлены крутопадающими жилами, наряду с которыми отмечается также штокверковое оруденение.

Руды сложены в основном пиритом, халькопиритом, сфалеритом, теннантитом, борнитом, галенитом. Из нерудных минералов присутствуют кварц, хлорит, серицит, барит, ангидрит, карбонаты. Отмечаются массивные, густовкрапленные прожилково-вкрапленные (брекчиевые и брекчиевидные), вкрапленные текстуры руд.

У ч - К и л и с и н с к о е б а р и т о в о е м е с - т о р о ж д е н и е расположено в верхнем течении р.Уч-Килиса в 5 км к западу от Шамлугского месторождения и залегает среди песчаников средней кры, имеющих северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Помимо барита, в рудах встречаются кварц, редко пирит и халькопирит.

А к о р и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е находится в 3 км к северу от с.Акори и приурочено к среднеюрским туфопесчаникам и туфобрекчиям. На месторождении выявлено несколько близмеридиональных баритовых жил мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м.

Здесь Г.А.Казаряном выявлены многочисленные дорудные габбро-диабазовые дайки близширотного простирания, пересеченные баритовыми жилами. Кроме барита, в жилах И.Г.Магакьяном установлены борнит, теннантит, халькозин и кварц.

Ш. АХТАЛЬСКОЕ БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛ- ЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

А. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геолого-структурном отношении Ахтальское месторождение приурочено к северо-восточному полого падающему крылу Алавердской брахиантиклинали, имеющей северо-западное простирание. Благодаря этому породы на месторождении имеют однообразное моноклинальное падение на северо-восток под углами $10-30^{\circ}$. Большое развитие имеют крутопадающие разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного (близмеридионального) и северо-восточного, близширотного направления.

На месторождении наиболее широко распространены порфириты дебедской свиты и кварцевые плагиопорфиры.

Кварцевые плагиопорфиры, залегающие в виде секущего куполовидного тела среди пород дебедской свиты, вмещают рудные тела Ахтальского месторождения. Главное промышленное оруденение сосредоточено в контактовой полосе этих пород с лежащими выше порфиритами.

Ниже приводится краткая характеристика указанных пород, которые сыграли важную роль в локализации колчеданного оруденения.

В работе не дается описания пород, залегающих стратиграфически выше порфиритов и не игравших определенной роли в процессе рудоотложения. Эти породы кратко были охарактеризованы в главе о геологическом строении района. Более подробное описание указанных пород имеется в работах М.Л.Лачиняна, А.Г.Казаряна, Н.М.Чернышова и других.

1. Дебедская свита

В пределах месторождения широко развиты вулканогенные образования дебедской свиты, представленные андезитовыми, диабазовыми, дацитовыми порфиритами, вулканическими брекчиями и туфами.

М.Л.Лачинян в порфиритовой толще выделяет две свиты: нижнюю, представленную зеленовато-серыми монолитными плагиоклазовыми эпидотизированными порфиритами, перемежающимися с их ту-

фами и кверху переходящими в брекчиевидные порфиристы, и верхнюю, сложенную красно-бурыми и фиолетовыми плагиоклазовыми порфиристами.

Н.М.Чернышовым (1962) приводится более дробное расчленение пород дебедской свиты, основанное на детальных петрографических исследованиях. Этот автор разделяет дебедскую свиту на следующие горизонты:

а) Горизонт эпидотизированных мандельштейновых андезитовых порфиритов, их лавовых, вулканических и туфовых брекчий.

б) Горизонт диабазовых порфиритов.

в) Горизонт туфогенно-осадочных пород.

г) Горизонт плагиоклазовых андезитовых порфиритов.

Характерной особенностью разреза дебедской свиты, по данным Н.М.Чернышова, является сложность ее литологического состава. Наряду с различными эффузивами, в этой свите в значительном количестве присутствуют пирокластические и туфогенно-осадочные породы. Все эти отложения неоднократно переслаиваются, а в ряде мест находятся в сложных фациальных соотношениях.

2. Кварцевые плагиопорфиры

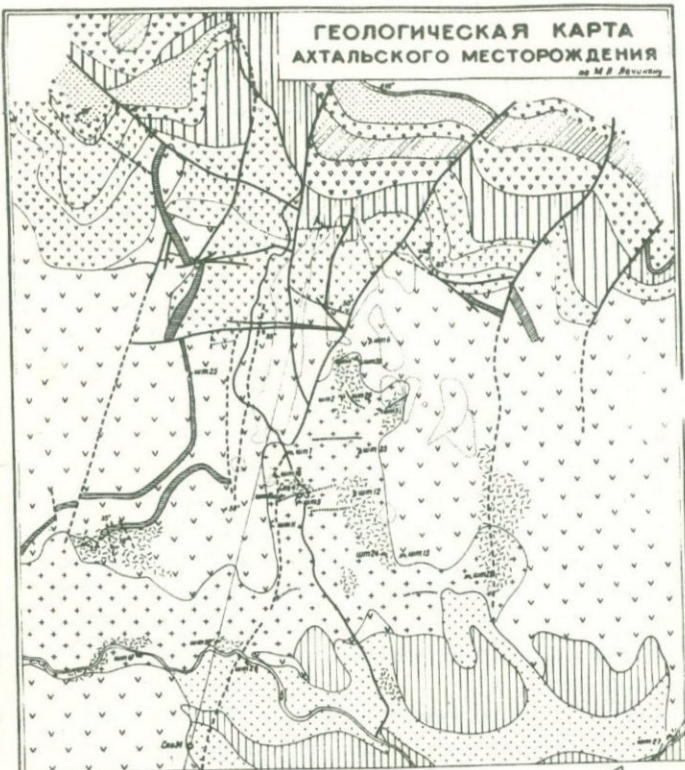
Выходы кислых вулканогенных пород, издавна получивших название "кварцевых порфиров", обнажаются на Ахталском месторождении среди пород дебедской свиты и слагают склоны долины нижнего течения р.Уч-Килиса и ее левого притока - р.Назик. Эти выходы кварцевых плагиопорфиров, занимающие площадь в 0,4 км², до последнего времени считались единственными в Алавердском районе. В 1955-1956 гг. Б.С.Вартапетяном (1958) на правом берегу р.Дебед были обнаружены еще два обнажения кварцевых плагиопорфиров, которые расположены соответственно в 0,6 и 1 км южнее и юго-восточнее железнодорожной станции Ахтала.

По данным многих исследователей, во вновь обнаруженных выходах кварцевых плагиопорфиров контакты с окружающими породами явно секущие. Контактное воздействие кварцевых плагиопорфиров на вмещающие породы выражается в слабом их ороговиковании, уплотнении и приобретении темной окраски. Мощность зоны контактового изменения не превышает 1,5 м.

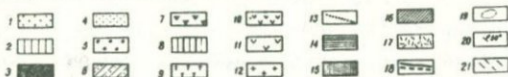
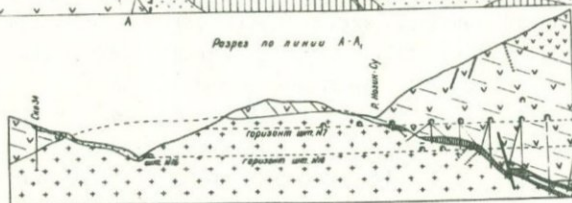
Сравнительное петрографическое изучение и сопоставление химического состава новых выходов кварцевых плагиопорфиров с такими Ахталского месторождения выявило большое их сходство. Это

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА АХТАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ав М. В. Вайсман



Разрез по линии А-А



1 Аллювиальные отложения 2 Базальты 3 Пелитовые песчаники 4 Силтистые песчаники 5 Кварцевиты
6 Туралескани с переслаивающимися нефритовыми 7 Доломитовые известняковые нефриты 8 Микролитовые до-
нериты и туралескани 9 Турф, турфиты 10 Гранитные порфириты 11 Порфириты 12 Нефритовые пегма-
тизы 13 Доломитовые порфириты 14 Доломитовые порфириты 15 Рудные тела (только на разрезе) 16 До-
митовые порфириты 17 Гидротермально измененные породы 18 Разломы установления и гидротермальные 19 Конкре-
ты рудных тел 20 Значительные залегающие породы 21 Направление слоистости и тектоничности пород (только на разрезе)

Фиг. I

обстоятельство и тот факт, что эти выходы имеют резко погружающиеся навстречу друг другу контакты, дало основание Б.С.Вартапетяну отнести их к одному и тому же массиву. Тогда же Н.М.Чернышовым был установлен целый ряд субвулканических тел кварцевых плагиопорфиров на правом берегу р. Уч-Килиса, а несколько позже в западной части Ахталского рудного поля на площади около 0,25 км² обнаружены незатронутые гидротермальными изменениями пласты эффузивных и пирокластических пород, отвечающих по составу кварцевым плагиопорфирам. Как на Ахталском месторождении, так и на правом берегу р. Дебед кварцевые плагиопорфиры слагают куполообразные тела с контактами, погружающимися во все стороны.

Детальное петрографическое описание этих пород имеется в работах прежних исследователей (М.Л.Лачиняна, А.Г.Казаряна, Г.А.Казаряна, Н.М.Чернышова). Поэтому мы ограничимся их краткой характеристикой.

Кварцевые плагиопорфиры представляют собой плотную, мелкозернистую породу зеленовато-серого, серого цвета, иногда с фиолетовым оттенком, с отчетливо выделяющимися вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, рудный минерал, серицит, хлорит, карбонат, эпидот. Плагиоклаз и кварц представлены как вкрапленниками, так и мелкими зернами, слагающими основную массу.

Количество вкрапленников плагиоклаза составляет 10–15% объема породы, иногда достигая 50%. Вкрапленники плагиоклаза идиоморфны, с правильными кристаллографическими очертаниями. Размеры их составляют 2–3 мм. Обычно по плагиоклазу развиваются вторичные минералы — серицит, карбонат, эпидот, хлорит.

Количество вкрапленников кварца в большинстве случаев составляет 8–10% объема породы, достигая иногда 20–30%, а иногда они вовсе отсутствуют. Вкрапленники кварца обычно имеют оплавленные округлые очертания. Минералы основной массы часто проникают по трещинкам внутрь кристаллов кварца. Из цветных очень редко присутствует хлоритизированная роговая обманка. Структура породы порфировая, с микрофельзитовой структурой основной массы.

Ниже (табл. I) приводятся результаты химических анализов кварцевых плагиопорфиров. В табл. 2 приводятся результаты спектральных анализов этих пород.

В строении выходов кварцевых плагиопорфиров участвуют также их взрывные брекчии, с остроугольными, нередко округлыми обломками, размеры которых колеблются в пределах от нескольких до 20 см.

Химические анализы кварцевых плагиопорфиров

Таблица I

№№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O	н.п.н	Сумма
I	69,33	0,34	12,79	4,49	1,44	1,83	1,45	не опр.	2,90	1,51	0,08	0,46	3,08	99,70
2	71,45	0,37	12,08	2,38	2,24	1,99	3,20	0,02	3,25	1,40	-	0,22	0,76	99,36

1 - Среднее из восьми анализов кварцевых плагиопорфиров Ахтальского месторождения по Э.Г.Малхасяну и др. (1959).

2 - Кварцевый плагиопорфир, Ахтальское месторождение, аналитик М.М.Языджян.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в кварцевых плагиопорфирах (по данным спектральных анализов, аналитик С.А.Мнацаканян)

Mn	Ni	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga	Y	Sr	Ba
0,03	0,0003	0,3	0,01	0,0003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,03	0,1

3. Взаимоотношение кварцевых плагиопорфиров с порфиритами дебедской свиты

На выяснении условий залегания кварцевых плагиопорфиров Ахтальского месторождения и взаимоотношений их с порфиритами дебедской свиты необходимо остановиться особо, так как эти породы играют важную роль в стратиграфии Алавердского рудного района и вмещают рудные тела Ахтальского месторождения.

Изучение условий залегания кварцевых плагиопорфиров сильно затруднено из-за интенсивного гидротермального изменения, затушевавшего черты первоначального строения и залегания этих пород, а также наличия тектонических подвижек, проявившихся по контакту их с вышележащими порфиритами. Это и явилось причиной того, что до настоящего времени возраст, условия залегания и взаимоотношение кварцевых плагиопорфиров с порфиритами дебедской свиты остаются невыясненными.

А.Т.Асланян (1946, 1949, 1958) полагает, что кварцевые плагиопорфиры Ахталы представляют собой гипабиссальное интрузивное тело, рвущее порфириты дебедской свиты и генетически связанное с залегающими выше эффузивами верхнего байоса. На интрузивный характер кварцевых плагиопорфиров, по данным А.Т.Асланяна, указывают извилистые контакты их с порфиритами, крутые падения (до 60-70°) контактов на юге, апикальное наклонное залегание некоторых выходов в толще порфиритов (шт.16) при субгоризонтальном залегании вулканогенных образований всего района месторождения.

Согласно же большинству исследователей (М.Л.Лачинян; Н.Р.Азарян, 1959; Б.С.Вартапетян, 1958; С.С.Мкртчян, 1957; А.Г.Казарян, 1960; Г.А.Казарян, 1962 и др.) кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения имеют эффузивное происхождение и являются наиболее древними породами Алавердского района, подстилающими отложения Дебедской свиты.

Э.Г.Малхасян, П.Ф.Сопко, Н.М.Чернышов (1959) считают, что кварцевые плагиопорфиры представляют сложный комплекс вулканогенных образований (взаимосвязанные друг с другом субвулканическая и эффузивная фации) внутри дебедской свиты. Н.М.Чернышов (1962) отмечает, что, хотя в строении кварцевых плагиопорфиров участвуют и рвущие тела, однако они в целом имеют эффузивный характер.

Подобных взглядов придерживается и Г.А.Казарян (1962), считающий, что кварцевые плагиопорфиры в районе Ахталского месторождения фациально сменяют вулканогенные породы среднего и основного состава дебедской свиты. Локальное развитие кварцевых плагиопорфиров и их подчиненная роль в составе дебедской свиты позволяют Г.А.Казаряну рассматривать их как эпизодически возникшие образования, не слагающие самостоятельную свиту.

В качестве основных аргументов в пользу эффузивного характера кварцевых плагиопорфиров авторы приводят существование под описываемыми породами андезитовых порфиритов, вскрытых скважиной № 47, и наличие в "толще" кварцевых плагиопорфиров их "туфобрекчий". Однако последние, судя по их характеру и условиям залегания, имеют взрывное происхождение, а взрывные брекчии, как известно, весьма характерны и для субвулканических образований. Наличие под кварцевыми плагиопорфирами андезитовых порфиритов также никак не может свидетельствовать в пользу эффузивного характера этих пород.

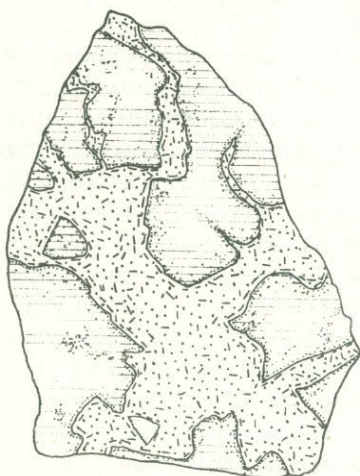
При изучении геологической структуры месторождения нам удалось собрать некоторый дополнительный материал по условиям залегания кварцевых плагиопорфиров.

Как известно, кварцевые плагиопорфиры на Ахталском месторождении залегают в виде куполообразного тела, кровля которого периклинально погружается во все стороны. Естественно, что в случае их эффузивного характера вышележащие породы дебедской свиты должны иметь облекающее залегание, т.е. элементы залегания слоистости и полосчатости порфиритов в общих чертах должны были бы повторять куполообразное залегание кровли кварцевых плагиопорфиров. Однако сопоставление элементов залегания кровли кварцевых плагиопорфиров с элементами залегания слоистости и полосчатости порфиритов дебедской свиты, устанавливаемыми по прослоям и пачкам туфогенно-осадочных образований, показывает, что порфириты как в апикальной части купола кварцевых плагиопорфиров, так и на его крыльях сохраняют однообразное моноклинальное падение на ССВ под углами $30-50^{\circ}$ и даже в общих чертах не повторяют контуров кровли кварцевых плагиопорфиров. Наоборот, последняя имеет несогласное, секущее положение относительно слоистости и элементов залегания полосчатости порфиритов дебедской свиты (см. разрез к геологической карте). Поэтому в различных частях место-

рождения к кровле купола кварцевых плагиопорфиров примыкают различные стратиграфические горизонты дебедской свиты.

Наиболее отчетливо отмеченные соотношения наблюдаются на правом склоне р.Назик на участке между мех.цехом бремсберга и устьем штольни № 7. Здесь правый склон р.Назик дает хороший естественный разрез, где весьма отчетливо вырисовывается линия контакта кварцевых плагиопорфиров с порфиритами, имеющими ясно выраженную слоистость. В районе штольни № 7 как порфириты, так и поверхность контакта падают на ССВ под углами $20-25^{\circ}$. Несколько южнее, уже в апикальной части купола, поверхность контакта выполаживается и след ее представлен слабо извилистой, но в общем горизонтальной линией. Порфириты же на этом участке имеют более крутое ($40-50^{\circ}$) падение на ССВ. Еще дальше к югу, на правом борту ущелья р.Уч-Килиса, кровля кварцевых плагиопорфиров погружается на юг, а порфириты сохраняют моноклинальное падение в северные румбы.

Описанные соотношения можно объяснить лишь интрузивным характером залегания кварцевых плагиопорфиров в толще пород дебедской свиты.

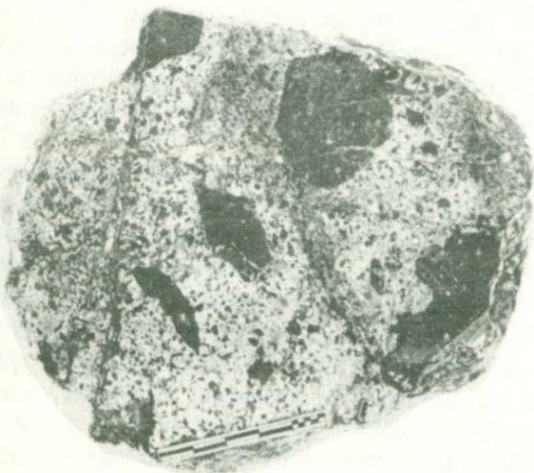


1  2 

фиг. 2. Пересечение порфирита (заштриховано) сложной апофизой кварцевого плагиопорфира. Зарисовка штуфа. 2/3 натур.велич.

Это представление подтверждается на ряде участков наличием апофиз и даек кварцевых плагиопорфиров, секущих вышележащие порфириты (фиг. 2), а также нахождением большого количества ксенолитов порфиритов в кварцевых плагиопорфирах (фиг. 3) и брекчий порфиритов, сцементированных кварцевыми плагиопорфирами. Особенно большое количество ксенолитов нами установлено на южном фланге месторождения, на правом берегу р.Уч-Килиса, а также на западном его фланге, на склонах р.Сули-дараси. Обломки

порфиринов в большинстве случаев имеют остроугольные формы размерами от нескольких см до 15-20 см и приурочены к эндоконтактовым частям кварцевых плагипорфиров. Под микроскопом наблюдается некоторое воздействие кварцевых плагипорфиров на заключенные в них ксенолиты порфиринов, выразившееся в их окварцевании.



Фиг. 3. Ксенолиты порфирита в кварцевом плагипорфире. Штуф.

Секущий характер залегания кварцевых плагипорфиров подтверждается и другими фактами. На северо-западном фланге месторождения, среди порфиритов дебедской свиты в близмеридиональном направлении залегает мощная фельзит-порфировая дайка, которая ниже, в кварцевых плагипорфирах, не прослеживается.

Помимо прямых геологических данных, в пользу субвулканического характера кварцевых плагипорфиров свидетельствуют и некоторые косвенные факты — их небольшое площадное распространение, наличие вблизи месторождения аналогов кварцевых плагипорфиров с явно рвущими контактами, куполообразная форма залегания отдельных выходов этих пород.

Таким образом, наши наблюдения указывают на интрузивное залегание кварцевых плагипорфиров и их более молодой возраст относительно пород дебедской свиты.

Возраст кварцевых плагиопорфиров, на основании прорывания ими порфиров дебедской свиты, определяется как верхнебайосский, что подтверждается и данными определений абсолютного возраста — 163 ± 4 млн. лет (Г.П.Багдасарян и др., 1966).

4. Жильные породы

В пределах Ахтальского месторождения по составу выделяют две группы жильных пород: кислые (ортофиры и фельзит-порфиры) и основные (габбро-диабазы и габбро-диабазовые порфиры). Наиболее распространены и наибольший интерес среди них представляют дайки основного состава, краткое описание которых приводится ниже.

Габбро-диабазы приурочены к разрывным нарушениям восток-северо-восточного (близширотного) простирания. Они отличаются неувязанностью по простиранию. Мощности их колеблются в пределах от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Макроскопически габбро-диабазы представляют собой мелкозернистые, массивные, иногда с порфировым строением породы зеленоватого и темно-зеленого цвета. В них отмечается большое количество миндалин, заполненных хлоритом, кальцитом, кварцем, иногда рудным минералом.

По структурным особенностям среди описываемых даек выделяются габбро-диабазы и габбро-диабазовые порфиры. По данным Н.М.Чернышова, габбро-диабазы и габбро-диабазовые порфиры очень близки между собой по степени измененности, составу их слагающих минералов (плагиоклаз-лабрадор № 50-60, пироксен, чаще всего диопсид, магнетит, пирит, хлорит, кальцит, эпидот, реже пренит и вторичный кварц) и комплексу элементов-примесей. Некоторое различие в том, что в габбро-диабазовых порфиритах в повышенных количествах содержатся вкрапленники плагиоклаза и пироксена (как ромбического, так и моноклинового), обладающие обычно сравнительно крупными (2-3 мм) размерами. Однако в большинстве случаев пироксен нацело замещается хлоритом. Структура основной массы в габбро-диабазе обычно офитовая или диабазовая.

Габбро-диабазовые дайки на Ахтальском месторождении в большинстве случаев подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям (хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация, окварцевание), сильно затушевавшим структуру основной массы.

Габбро-диабазовые дайки Ахтальского месторождения, по всей вероятности, относятся к жильным образованиям мезозойского интрузивного цикла. Они по ряду признаков очень близки к описанным Г.А.Казаряном (1962) габбро-диабазовым дайкам второго этапа мезозойского интрузивного комплекса. Нами производилось сравнительное изучение габбро-диабазов Ахтальского месторождения с аналогичными образованиями, связанными с внедрением Ахпатского гранитоидного массива. Сходство описываемых даек отчетливо проявляется при сравнении их геолого-петрографических и геохимических особенностей.

Как на Ахтальском месторождении, так и в Ахпатском массиве габбро-диабазы приурочены к разрывам восток-северо-восточного, близширотного простирания, для них характерна невыдержанность по простиранию и одинаковый диапазон изменения мощностей (от десятков см до нескольких метров). Эти дайки очень близки по химическому составу, что видно из табл. 3. Низкое содержание MgO в дорудном габбро-диабазе Ахтальского месторождения и несколько повышенное содержание в нем CaO , по-видимому, является результатом гидротермального метаморфизма.

Таблица 3

Результаты химических анализов даек
габбро-диабаз

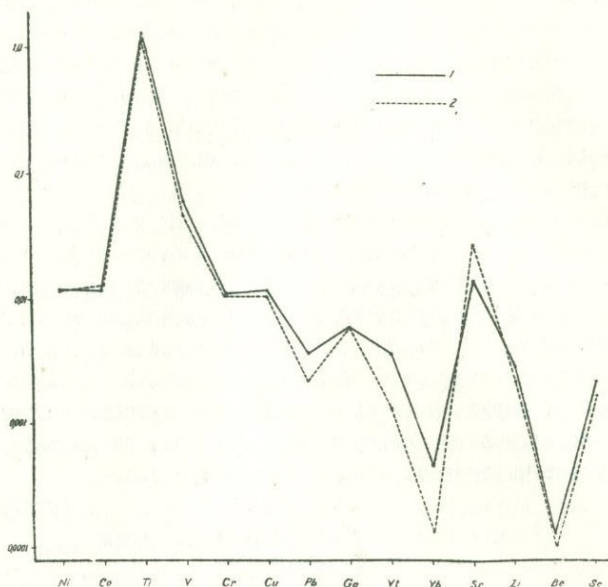
№ п/п	Наименование пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	Габбро-диабаз П-й генерации. Ахпатский массив	48,44	0,82	19,44	3,29	7,18
2	Дорудный габбро-диабаз. Ахтальское месторождение	50,97	0,49	18,97	3,62	6,83

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Влага	п.п.п.	Сумма
0,19	4,58	6,78	3,72	0,44	—	0,30	4,00	99,18
0,20	0,49	9,88	1,60	0,50	0,24	0,36	5,96	100,11

1 - по Г.А.Казаряну (1962).

2 - ИГН АН Арм.ССР, аналитик М.М.Языджян.

Помимо близости химического состава, эти породы весьма сходны и по содержанию одинаковых элементов-примесей с одинаковым характером их поведения (фиг. 4).



Фиг. 4. Содержание и характер поведения элементов-примесей в габбро-диабазовых дайках Ахтальского месторождения (1) и в габбро-диабазе Ахпатского интрузива (2).

По структурным особенностям среди обеих групп габбро-диабазов выделяются две разновидности пород — габбро-диабазы и габбро-диабазовые порфириды. Для них очень характерен миндалекаменный облик, обусловленный наличием в них большого количества миндалин. В них наиболее интенсивно развиваются процессы хлоритизации и карбонатизации.

1. Минеральный состав, текстуры и структуры руд

Минеральный состав, текстуры и структуры руд Ахтальского месторождения изучались многими исследователями, поэтому мы остановимся на них лишь вкратце и в основном по литературным данным. Наши новые данные касаются вопросов стадийности отложения руд.

По вещественному составу И.И.Магакьян (1947) на месторождении выделяет серноколчеданные, медные и медно-цинковые, полиметаллические и баритовые разности руд. Кроме того, отмечаются небольшие скопления борнитовых и галенитовых руд, связанных с указанными выше разностями. Наиболее распространены массивная, прожилково-вкрапленная, вкрапленная, брекчиевидная и брекчиевая текстуры. Среди них макроскопически выделяются две разности руд: крупнокристаллические, сложенные кристаллическим сфалеритом, халькопиритом, и отчасти борнитом, и тонкозернистые, плотные, обладающие в зависимости от преобладания того или иного минерала либо латуно-желтым (пирит-халькопиритовые), либо свинцово-серым цветом (галенит-сфалеритовые).

Под микроскопом устанавливается, что руды первого подтипа обладают хорошо выраженной гипидиоморфнозернистой структурой. Руды второго подтипа, сложенные мелкозернистыми срастаниями пирита, сфалерита, галенита и халькопирита, пользуются относительно широким развитием на месторождении и представляют главный промышленный интерес. В рудах массивной тонкозернистой текстуры часто наблюдаются колломорфные микротекстуры.

Для руд месторождения довольно характерны и текстуры пересечения. Особенно широко развиты текстуры пересечения рудных минералов баритом или карбонатом.

Брекчиевые текстуры возникли в результате брекчирования и раздробления руд предыдущей стадии минерализации и цементирования их продуктами отложения последующих стадий минерализации. Так, медно-цинковые руды брекчируются и цементируются, а иногда и пересекаются сфалерит-галенитовыми рудами. Особенно широко развиты брекчиевые текстуры, образованные при наложении баритовой стадии минерализации.

С промышленной точки зрения на месторождении выделяются следующие три разности руд, полностью соответствующие их гра-
дации по текстурным особенностям (С.С.Мкртчян, К.Н.Паффенгольц,
Э.А.Хачатурян, 1968).

1) Массивные руды с содержанием суммы металлов ($Cu + Pb + Zn$) более 10%.

2) Прожилковые и прожилково-вкрапленные руды с содержанием суммы металлов от 2,5 до 10%.

3) Вкрапленные руды, в которых сумма металлов не превышает 1,5-2,5%.

Выделенные типы руд пространственно связаны между собой постепенными переходами и занимают определенное место в общем разрезе рудных тел.

Руды Ахтальского месторождения имеют относительно простой минеральный состав. Наиболее распространены следующие рудные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит и галенит; а из нерудных — барит, кварц. Остальные минералы имеют подчиненное значение.

В табл. 4, заимствованной из работы Н.М.Чернышова (1962), приводится список рудных и нерудных минералов, обнаруженных разными авторами. Подробного описания минералов мы не приводим, так как оно имеется в работах прежних исследователей.

2. Стадии минерализации

Выделение стадий минерализации на колчеданных месторождениях представляет значительную трудность, что обусловлено в первую очередь тесным пространственным совмещением и часто глубоко идущим метасоматическим замещением продуктов различных стадий минерализации. Формирование Ахтальского месторождения не является одноактным процессом, а представляет собой результат проявления нескольких последовательно развивающихся стадий минерализации.

Разновозрастные стадии минерализации на Ахтальском месторождении отделены друг от друга определенными промежутками времени и проявлением тектонических подвижек. Это устанавливается при изучении текстурно-структурных особенностей руд: по наличию дробления, брекчирования ранее отложенных минеральных масс и цементированию их продуктами более поздних стадий минерализации,

Таблица 4

Минеральный состав руд и гидротермально измененных
вмещающих пород Ахтальского рудного поля (по Н.М.Чер-
нышову, 1962)

Степень рас- простра- ненности	М и н е р а л ы		
	Гипогенные		Гипергенные
	Рудные	Нерудные	
Главные	Пирит Сфалерит Халькопирит Галенит	Барит Кварц	
Подчи- ненные	Теннантит Борнит Гематит	Серицит Хлорит (пеннин) Кальцит Гипс	Гипс Каолинит
Редкие	Халькозин Ковеллин Марказит Мельниковит-пирит Тетраэдрит Магнетит Ряд минералов редких и рассеян- ных элементов Станнин Самородное золото Иорданит Арсенопирит Мушкетовит Гетит Мартит Гидрогетит Лепидокрокит Миллерит Гуанахуатит (?) Виттихенит Штрөмейерит (?) Вуртцит Рутил Энаргит	Хлориты Анкерит Доломит Сидерит Пеннин Рипидолит Деллессит Клинохлор Бавалит Мусковит Гидромусковит Флюорит Селенит Марганцовистый кальцит Цеолиты Эпистилбит (?) Диккит Пирофиллит Алунит (?) Эпидот Клиноцоизит	Малахит Азурит Халькозин Ковеллин Церуссит Англезит Смитсонит Самородная медь Куприт Кальцит Самородное се- ребро Аргентит Лимонит

по пересечению рудными прожилками ранее отложенных минеральных агрегатов и, наконец, по признакам метасоматического замещения одних минералов другими.

Все эти соотношения установлены макроскопически на штуфах и в забоях эксплуатационных горных выработок и детальным микроскопическим изучением руд в прозрачных и полированных шлифах.

На Ахтальском месторождении нами выделяется шесть последовательных стадий минерализации: 1) серно-колчеданная, 2) ранняя баритовая, 3) гематитовая, 4) полиметаллическая, 5) поздняя баритовая, 6) карбонатная.

Предлагаемая схема последовательности стадий минерализации значительно отличается от подобных схем, предложенных прежними исследователями. Впервые на месторождении выделяется гематитовая стадия минерализации, проявившаяся после ранней баритовой и до полиметаллической стадий. Доказывается разорванность во времени серноколчеданного и полиметаллического оруденения и наличие на месторождении двух разновозрастных стадий баритовой минерализации. По-новому освещается вопрос происхождения красной окраски раннего барита.

а. Серноколчеданная стадия минерализации

Серноколчеданная минерализация на Ахтальском месторождении представлена в виде обособленного рудного тела (линза № 12) и более мелких скоплений в барит-полиметаллических рудных телах, где ее продукты обычно залегают над баритовой шляпой, непосредственно в контакте с порфиритами.

Пирит этой стадии представлен хорошо образованными почковидными агрегатами, имеющими сферическое, скорлупообразное и радиально-лучистое строение. По данным спектральных анализов (ИГН АН Арм.ССР, аналитик Р.О.Манукян), почковидный пирит содержит следующие элементы-примеси (табл. 5).

Будучи наиболее ранним по времени образования, почковидный пирит замещается продуктами последующих стадий минерализации. При этом возникают почки сложного строения, детально описанные А.Г.Казаряном (1960). По данным этого автора, в строении сложных почек присутствуют минеральные продукты двух-трех, а иногда и четырех стадий минерализации. Вновь отложенные минералы распо-

Таблица 5

Mg	Mn	Ni	Ti	Cu
~ 0,003	0,001-0,003	~0,0003?	~0,003	0,1-0,3

Pb	Ag	Sb	As	Zn	Ba
~ 0,3	0,01-0,03	0,1-0,3	≤ 3	~ 0,01	0,03-0,1

лагаются по концентрическим зонам почковидного пирита. Смена одних концентрических зон другими происходит незакономерно; в каждой почке она проявляется своеобразно.

Весьма интересны описываемые ниже взаимоотношения почковидного пирита с серым и красным баритом, являющимися продуктом следующей стадии минерализации.

б. Стадия ранней баритовой минерализации

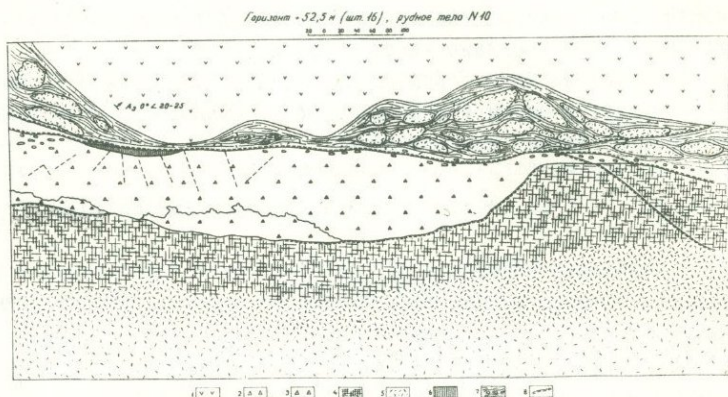
Баритовая минерализация на Ахталском месторождении развита широко. Участки рудных тел, сложенные баритом, представляют промышленный интерес и являются специальным объектом добычи. Однако, помимо промышленного значения, вопрос времени образования барита весьма важен и в теоретическом отношении и продолжает оставаться предметом дискуссий.

Барит на месторождении представлен двумя разновидностями, различающимися по химизму, текстурно-структурным особенностям, по морфологическим признакам, условиям залегания и по времени образования. В литературе эти разновидности выделяются по преобладающей окраске соответственно как красный и белый бариты. Однако, как показали наблюдения, окраска не во всех случаях является определяющим признаком для различения баритов Ахталского месторождения. Правильнее говорить о раннем и позднем баритах, являющихся продуктами различных стадий минерализации.

Ранний барит наиболее широко распространен, имеет массивное, плотное, мелкозернистое строение и различно окрашен.

Окраска раннего барита меняется от белой и серой через розовую и красно-бурую до темно-буро-красной, в зависимости от характера и количества содержащихся в нем примесей. Обычно отмечаются постепенные, а местами и резкие взаимопереходы между красным, серым и другими оттенками раннего барита. На вопросе о происхождении и природе окраски раннего барита остановимся ниже.

Ранний барит иногда образует самостоятельные рудные тела (линза № 8, № 9). Чаще же он залегает в виде шляпы над полиметаллическими рудными телами. На участках распространения барита разрез рудных тел представлен следующим образом (фиг. 5). В верхней части, непосредственно под порфиритами, а чаще отделяясь



Фиг. 5. Строение части рудного тела № 10 на горизонте +52,5 м (шт.16). 1 - порфириты; 2 - серый барит; 3 - красный барит; 4 - массивная полиметаллическая руда; 5 - прожилково-вкрапленная руда; 6 - маломощная залежь халькопирита; 7 - тектоническая глина; 8 - тектонические трещинки и контакты.

от них тектонической глиной, залегает барит. Под баритом обычно залегает массивная полиметаллическая руда, которая сменяется прожилково-вкрапленной и вкрапленной рудой, а затем измененными вмещающими породами. Контакты барита с полиметаллической рудой чаще резкие, иногда между ними имеется тонкий пропласток тектонической глины, реже переходы постепенные. Мощность баритового покрова колеблется в пределах 1-3 м, иногда до 10-15 м. Местами барит под рудными телами вовсе отсутствует.

Эта разновидность барита представляет промышленную ценность. По данным М.Л.Лачиняна, содержание сернокислого бария в ней колеблется в широких пределах — от 65 до 92% и редко снижается до 30-40%. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 0,9 до 10% и редко достигает 20%. Содержание SiO_2 в барите колеблется от 1,1 до 10-20% (реже 35-50%). Среднее содержание CaO составляет 1-5% (редко до 10% и более). MgO содержится от следов до 0,9%, чаще же вовсе отсутствует.

Содержание элементов-примесей в баритах приведено в табл.6. Представляется, что содержание некоторых примесей, а также значительного количества SiO_2 в барите объясняется наложением на барит продуктов гематитовой стадии минерализации, в связи с которой выделялось также некоторое количество кварца.

Удельный вес барита колеблется от 3,7 до 4,3 и в среднем по линзам IО и II составляет соответственно 4,12 и 4,14.

Под микроскопом барит бесцветен (в красном барите под микроскопом устанавливаются точечные выделения гематита), угасание прямое по Ng' ; удлинение положительное; $\text{Ng}' = 1,646-1,648$; $\text{Np} = 1,636-1,638$; $\text{Ng}-\text{Np} = 0,010-0,012$. Микротвердость барита — от 116 до 120 кг/мм² (Н.М.Чернышов, 1962), что соответствует 3,2-3,5 по шкале Мооса.

Просмотр специально изготовленных прозрачных пластинок показал, что в барите присутствует большое количество однофазных жидких микровключений, что свидетельствует об отложении барита в относительно низких температурных условиях.

По мнению большинства исследователей (И.И.Магакян, 1947; Э.А.Хачатурян, 1958; А.Г.Казарян и С.В.Казарян, 1961; Н.М.Чернышов, 1962 и др.), отложение барита связано с единой стадией минерализации, завершающей процесс оруденения. Однако имеется и другое мнение по этому вопросу. Еще Н.А.Фокин отмечал, что отложение барита предшествует процессу формирования сульфидных полиметаллических руд. Такого же мнения придерживается и М.Л.Лачинян. На основании данных текстурно-структурных и минералогических исследований руд он приводит следующий порядок выделения минералов на Ахталыском месторождении: кварц, пирит, барит, сфалерит, халькопирит и борнит, теннантит, галенит. Кроме того, М.Л.Лачинян указывает, что барит присутствует в двух генерациях. Барит первой генерации, представляющий промышленную ценность, образовался раньше сульфидов. Барит, встречающийся вместе с полиме-

таллами в виде прожилков, относится ко второй генерации и резко отличается от раннего барита.

В процессе детальной документации и изучения строения рудных тел у нас накопился большой фактический материал, доказывающий наличие на месторождении двух самостоятельных, разорванных во времени, стадий баритовой минерализации. Одна из них проявилась после серноколчеданной и до полиметаллической стадии минерализации, другая завершила полиметаллическую стадию.

Ранней баритовой стадии минерализации предшествовали тектонические подвижки, приведшие к раздроблению серноколчеданной руды, представленной почковидным пиритом. Об этом свидетельствуют многочисленные случаи нахождения угловатых обломков почковидного пирита в раннем (сером или красном) барите, коррозия и замещение пирита баритом. На фиг. 6, представляющей фото штуфа, видно цементирование обломков почковидного пирита (белое) красным баритом (темное). На этой же фотографии и на фиг. 7 отчетливо заметно проникновение барита вдоль трещинок усыхания и концентрических зон пирита, а также явное пересечение этих зон.

Взаимоотношения серноколчеданной и ранней баритовой минерализации особенно отчетливо выявляются под микроскопом. В многочисленных шлифах устанавливается замещение и корродирование метакристаллами барита серного колчедана, дробление и цементация его баритом, замещение баритом пирита вдоль радиально-лучистых агрегатов и вдоль концентрических зон.

Иногда наложение баритовой минерализации на участки развития почковидного пирита приводит к образованию оригинальных текстур замещения серного колчедана шестоватыми метакристаллами барита, в промежутках между которыми остаются угловатые реликты незамещенного пирита (фиг. 8). Под микроскопом отчетливо видно концентрически-зональное строение пирита, его замещение и цементация баритом.

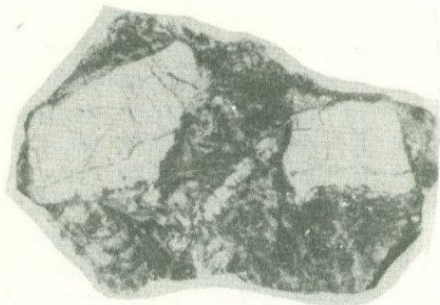
Особенно интересен вопрос о времени и происхождении лилово-красной окраски барита с переходом в серые тона. По данным спектральных и химических анализов (табл. 6), можно полагать, что окраска барита обусловлена наличием в нем железа. Микроскопическое изучение, а также термический анализ показали, что оно присутствует в виде гематита.

По мнению М.Л. Лачиняна, покраснение барита обусловлено последующим окислением пирита и халькопирита, рассеянных в основной

Таблица 6

Содержание элементов-примесей в раннем и позднем баритах
(по данным спектральных анализов, ИГН АН Арм.ССР, аналитик Н.Наибандян)

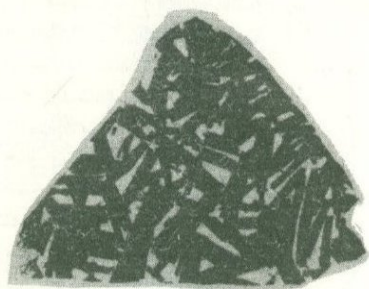
Элементы	Р а н н и й б а р и т						П о з д н и й б а р и т			
	белый	серый	розовый	красный	красно- бурый	темно- буро- красный	б е л ы й			
	Н/153	Н/158	Н/159	Н/119	Н/153а	Н/156	Н/200	Н/200а	Н/200б	Н/90
Ca	0,03- 0,1	~ 0,02	~ 0,01	≤ 0,01	0,01- 0,03	~ 0,1	0,003	~ 0,01	~ 0,03	~ 0,01
Fe	~ 0,03	~ 0,01	≥ 0,03	≤ 3	3-10	> 10	0,003- 0,01	~ 0,01	~ 0,002	0,01- 0,03
Mn	~ 0,0001	~ 0,0001	~ 0,0003	~ 0,001	0,003- 0,01	0,03- 0,1	~ 0,0001	0,0003 0,001	~ 0,001	~ 0,0003
Ti	~ 0,01	≤ 0,001	~ 0,001	~ 0,01	~ 0,01	≤ 0,03	≥ 0,01	≤ 0,01	~ 0,01	~ 0,01
V	-	-	~ 0,01	≥ 0,003	0,001?	~ 0,03	-	-	-	-
Zr	≤ 0,001	-	-	-	< 0,001?	~ 0,002	≤ 0,001	≤ 0,001?	0,001	?
Cu	≤ 0,01	~ 0,01	~ 0,001	~ 0,01	~ 0,03	~ 0,003	~ 0,001	≤ 0,001	0,0001	~ 0,003
Pb	0,01- 0,03	~ 0,03	0,003- 0,01	0,03- 0,1	0,01- 0,03	~ 0,01	≥ 0,01	-	-	~ 0,003
Ag	-	0,003- 0,01	0,002	0,003- 0,01	0,0003- 0,001	-	-	-	-	-
Zn	-	0,003- 0,01	~ 0,003	0,003	~ 0,003	0,1	-	-	-	-
Sr	3-10	~ 3	I	3-10	≥ 3	~ 3	~ 3	I-3	~ I	I



Фиг. 6. Обломки почковидных агрегатов пирита (белое), сцементированные ранним красным баритом (темно-серое). Полиров. штуф, I/2 нат.вел.



Фиг. 7. Проникновение раннего барита (темное) вдоль трещинок усыхания и концентрических зон почковидного пирита. Полир.штуф. Нат.вел.



Фиг. 8. Замещение шестоватыми кристаллами барита (темное) почковидного пирита (белое). Полир.штуф. Увелич. I,5.

массе. Однако зона окисления на Ахтальском месторождении не развита. В то же время часто гематит и пирит встречаются в тесной ассоциации без всяких следов окисления последнего (местами же гематитовые прожилки пересекают серный колчедан).

По представлениям других исследователей (А.Г.Казарян и С.В.Казарян, 1961) окраска красного барита сингенетична с его отложением и зависит от среды, в которой он формировался. По их данным, рост и образование кристаллов барита происходили в различных средах: в железистой, маложелезистой или почти безжелезистой. В первом случае барит приобретает красную окраску, что обусловлено в основном наличием малоомощной пачки так называемых "красно-бурых туфов", распространенных по контакту кварцевых порфиров с порфиритами. Однако, по нашим наблюдениям, окраска красно-бурых туфов (или "шоколадных пород", как их называют на месторождении), представляющих собой приконтактовые рассланцованные породы, эпигенетична и связана с теми же процессами, которые обусловили и окраску раннего барита.

По-видимому, нельзя объяснять окраску барита и насыщенность среды железом. Часто наблюдается наложение баритовой минерализации на участки с серноколчеданным оруденением. В таких случаях барит развевает и замещает пирит, но при этом никакого покраснения барита не наблюдается.

Происхождение красной окраски барита на ряде месторождений А.Г.Бетехтин (1953) объясняет наложением на барит полиметаллической стадии минерализации. По его данным, "барит, как богатое кислородом соединение, при наложении восстановительных сульфидоносных растворов в местах соприкосновения с ними оказывается неустойчивым и подвергается разложению. Образующийся при этом сернистый барий, как легко растворимое в воде вещество, удаляется из сферы действия реакции. Освобождающийся при этом кислород производит окисляющее действие на ионы двухвалентного железа в растворе, что вполне естественно, так как железо по сравнению с другими металлами, присутствовавшими в растворе — Cu, Pb, Zn обладает гораздо большим сродством с кислородом".

Однако в нашем распоряжении нет данных, подтверждающих наличие таких явлений на Ахтальском месторождении. Случаи наложения полиметаллической минерализации на серый барит без всяких следов его покраснения скорее свидетельствуют об отсутствии здесь подобных явлений.

Наши наблюдения показывают, что ранний барит в момент кристаллизации в большинстве случаев имел серую, а иногда серовато-белую окраску. Покраснение его обусловлено воздействием железистых растворов гематитовой стадии минерализации и, следовательно, носит эпигенетический характер. Доводы в пользу такого представления будут приведены ниже при описании следующей гематитовой стадии минерализации.

в. Гематитовая стадия минерализации

Гематит на месторождении распространен довольно широко. Он присутствует в виде тонкой вкрапленности в залежах барита, образует самостоятельные прожилки и маломощные плоские линзовидные тела в верхних частях рудных тел в зоне контакта кварцевых плагиопорфиров и порфиров. Гематитом пропитаны и поэтому окрашены в красно-бурый цвет приконтактные рассланцованные породы ("красно-бурые туфы"). Прожилки и мелкие линзообразные тела гематита сложены сплошными плотными скрытокристаллическими массами темно-буро-красного цвета. Черта вишнево-красная, порошок имеет кирпично-красный цвет. В кристаллах барита гематит присутствует в тонкодисперсной распыленной форме. Между кристалликами барита гематит находится в колломорфной или скрытокристаллической форме.

Гематит имеет следующий химический состав (ИГН АН Арм.ССР, аналитик М.А.Языджян).

Таблица 7

№ обр.	Содержание в %						
	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	MnO	Al_2O_3	FeO	SiO_2
Н/149	93,02	0,11	сл.	0,02	1,60	0,35	1,19

CaO	P_2O_5	S	BaO	H_2O	п.п.п.	Сумма
0,57	0,13	0,55	2,72	0,12	0,20	100,58

По данным спектральных анализов, гематит содержит следующие элементы-примеси (ИГН АН Арм.ССР, аналитик С.А.Мнацаканян).

Таблица 8

Si	Al	Mg	Ca	Mn	Ni	Ti	Cu
~ 0,3	~ 0,1°	≥ 0,03	~ 0,01	≥ 0,03	0,001?	≥ 0,003	0,003-0,0

Pb	Ag	As	Zn	Ge	Ga	Sr	Ba	Be
~ 0,03	≥ 0,0001	~ 0,1	~ 0,5	0,001	≥ 0,003	~ 0,01	0,3-1	0,001

Кривая нагревания гематита дает характерный эндотермический эффект при $T = 675^{\circ}$.

Взаимоотношения гематита с продуктами предыдущих стадий минерализации – почковидным пиритом и ранним баритом вполне отчетливые. Гематит в виде маломощных прожилков пересекает выделения обоих этих минералов и не встречается в полиметаллических рудах, связанных с последующей стадией минерализации.

При наложении на серноколчеданную руду гематит проникает в почковидный пирит по тончайшим концентрическим зонам и промежуткам между радиально-лучистыми агрегатами, образуя своеобразный петельчатый текстурный рисунок.

Очень интересны и оригинальны взаимоотношения гематита с ранним баритом. Оба эти минерала находятся в тесной пространственной связи, что, по-видимому, объясняется близостью их по времени образования.

Многочисленные наблюдения показывают, что железосодержащие растворы проникали в массу барита по тончайшим трещинкам и порам и отлагали в них гематит, чем и обусловлен красный цвет раннего барита. Чаще же процесс пропитывания барита гематитом не шел до конца, в результате чего барит местами пронизан сетью гематитовых прожилков. В таких случаях окраска барита наблюдается только вдоль этих последних. Остальная же часть барита в некотором удалении от гематитовых прожилков сохранила свой первоначальный серый цвет.

Гематизация барита шла неравномерно и проявилась не повсеместно, имеются многочисленные случаи перехода красного барита в серый (или серовато-белый). Переходы окраски большей частью постепенные, местами резкие.

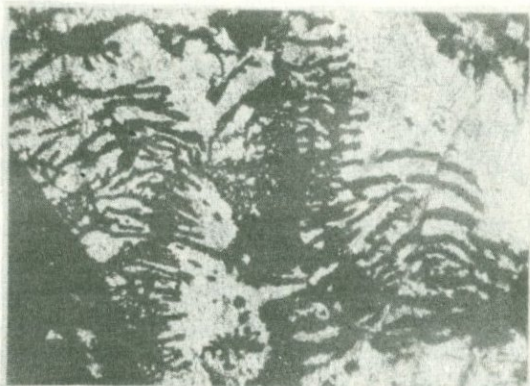
Микроскопическое изучение красного барита показало, что обычно гематит слабо проникает в кристаллы барита, в основном же отлагается в промежутках между ними. В кристаллах же барита гематит находится в тонкодисперсной форме. Довольно часто это наблюдается и макроскопически на штуфах, при этом создается ложное впечатление, будто красный барит цементирует обречкированные обломки белого барита. Иногда гематит образует в барите дендритовидные и червеобразные выделения (фиг. 9).

Интересные факты выявляются при микроскопическом изучении приальбандовых частей гематитовых прожилков, пересекающих ранний барит. Под микроскопом контакты прожилков очень извилистые, ступенчатые, местами зигзагообразные. Гематит пересекает кристаллики барита, корродирует их, выделяется в промежутках между ними, а местами проникает в них вдоль плоскостей спайности (фиг. 10). Прожилки сопровождаются тонкой вкрапленностью и тончайшими апофизами гематита, в результате этого барит интенсивно окрашивается в красный цвет. С удалением от гематитовых прожилков красная окраска барита сменяется розовой, а затем обычной для раннего барита серовато-белой. В самих гематитовых прожилках отмечаются скопления ориентированных вдоль них обломков кристалликов барита.

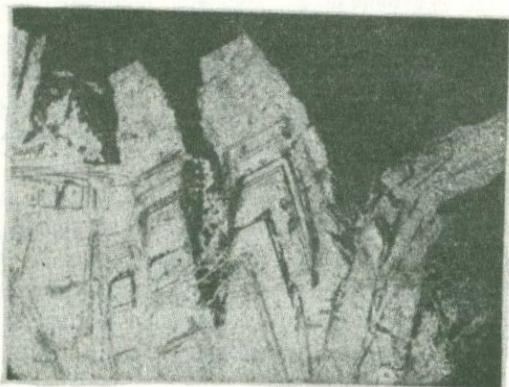
Отложение высшего окисла железа — гематита после отложения серного колчедана и сульфата бария свидетельствует о дальнейшем повышении окислительного потенциала растворов. Обогащение растворов кислородом могло произойти как за счет кислорода воздуха, так и за счет кислорода, растворенного в вадозных водах при смешении их с гидротермальными растворами.

г. Полиметаллическая стадия минерализации

Наиболее распространена на месторождении полиметаллическая стадия минерализации. В результате ее проявления сформированы полиметаллические рудные тела Ахталы. Порядок выделения рудных минералов полиметаллической стадии разными авторами трактуется несколько различно. А.Г.Казарян и С.В.Казарян (1961) выделяют



Фиг. 9. Дендритовидные выделения гематита в раннем барите. Прозрачный шлиф. Увелич. 56. При одном николе.



Фиг. 10. Деталь строения зальбанда гематитового прожилка. Гематит (черное) пересекает кристаллики барита (серое) и проникает в них вдоль плоскостей спайности. Прозрачный шлиф. Увелич. 56. При одном николе.

сульфидов на Ахталском месторождении связывают с несколькими стадиями минерализации: пиритовой, халькопиритовой, галенит-сфалеритовой. Н.М.Чернышов (1962) в процессе отложения сульфидов выделяет три стадии минерализации: 1) серноколчеданную (железосерную), 2) медноколчеданную (медную и медно-цинковую) и 3) полиметаллическую (свинцово-цинковую).

Поскольку при отложении всех этих сульфидных минералов не происходило существенных изменений физико-химических условий, то в данном случае, по-видимому, можно говорить о единой полиметаллической стадии минерализации.

Необходимо отметить, что в промежутках между отложением некоторых ассоциаций этих минералов проявлялись небольшие тектонические подвижки, выразившиеся в дроблении, брекчировании одних минеральных масс с последующей цементацией и замещением их более поздними минеральными образованиями. На основании изучения таких текстурных соотношений и устанавливается вышеотмеченный порядок выделения минералов.

Значительно реже и труднее выявляются взаимоотношения полиметаллической стадии с предыдущими - баритовой и гематитовой стадиями, т.е. красным (гематитизированным) баритом. Это обусловлено тем, что тектонические подвижки, проявившиеся до полиметаллической стадии минерализации, не вызвали в барите сколько-нибудь существенных хрупких деформаций с образованием открытых трещин. Это связано с тем, что барит под высоким давлением в условиях всестороннего сжатия более склонен к пластической деформации, чем к хрупкой.

В пользу такого мнения свидетельствуют данные экспериментальных исследований (Н.Е.Галдин, 1957; Ю.А.Розанов, 1958). В результате работ Ю.А.Розанова было выявлено, что в барите при высоких давлениях и всестороннем сжатии "наблюдающиеся деформации носят пластический характер... Хрупкие деформации, как правило, не имеют значительного развития..." (Ю.А.Розанов, 1958, стр. 79).

Трудность установления фактов пересечения красного барита полиметаллической рудой (или цементации ею брекчий барита) явилась причиной того, что вопрос времени и места красного барита в общем процессе рудообразования остается дискуссионным.

Однако М.Л.Лачинян в свое время указывал, что в нижних частях баритовых залежей, в местах соприкосновения их с полиметаллами,

наблюдается вкрапленность, а иногда и тончайшие прожилки и "... цепочки полиметаллических руд, имеющих незначительную (до 3-5 см) и редко большую протяженность". Этот факт, а также приуроченность барита к верхним частям рудных тел и отсутствие его среди полиметаллических руд^{х/} дало основание М.Л.Лачиняну выделить баритовую стадию минерализации как предшествующую полиметаллическому оруденению.

Более четкие взаимоотношения между баритовой и полиметаллической стадиями минерализации нами наблюдались на некоторых эксплуатационных горизонтах. Так, на горизонте +8,5 м шт. I6 (рудное тело № II) было установлено отчетливое проникновение полиметаллических жил и прожилков в красный барит.

На фиг. II приведено фото штуфа с этого участка с четко выраженным взаимоотношением красного барита и полиметаллической руды. Полиметаллический прожилок мощностью 3-4 см сечет красный барит. На этой же фотографии видно, что полиметаллическая руда в призальбандовых частях прожилка проникает в барит в виде тончайших прожилков и вкрапленности. На другом штуфе с того же участка видно, что красный барит пересекается прожилком полиметаллов, а прожилок белого барита в свою очередь пересекает как красный барит, так и полиметаллическую руду.

Особенно убедительные доказательства более позднего образования полиметаллов относительно раннего барита выявляются при изучении прозрачных и полированных шлифов.

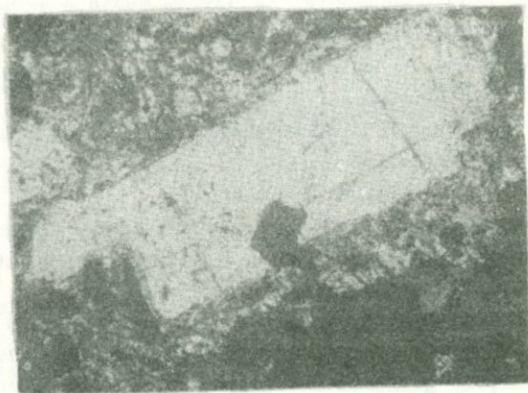
Кроме обычных случаев замещения, пересечения, цементации обломков барита полиметаллической рудой в шлифах установлены интересные и веские факты, подтверждающие этот вывод.

На фиг. I2 видно корродирование и замещение раннего барита (белое) полиметаллической рудой (черное). Отчетливо заметно, как от рудной массы в крупный монокристалл барита внедряется прожилок руды и образует в нем раздув. От этого раздува отходят прямые и ступенчатые тонкие прожилки рудных минералов, проникающие по плоскостям спайности барита. Помимо этого, в барите заметна тонкая вкрапленность рудных минералов. По контактам раздува с кристаллом - хозяином заметна частичная перекристаллизация барита. Это отчетливо наблюдается при сильном увеличении в скрещенных николях.

х/ Очевидно, М.Л.Лачинян здесь имеет в виду отсутствие прожилков красного барита, пересекающих полиметаллическую руду.



Фиг. II. Полиметаллический прожилок пересекает ранний красный барит. Полир.штуф. 1/2 нат.вел.



Фиг. I2. Контакт полиметаллической руды (черное в нижнем правом углу) с ранним баритом. Сульфидная руда замещает ранний барит, а апозифиза руды проникает в монокристалл барита и образует в нем раздув. Прозр.шлиф. Увелич. 56. При одном николе.

Помимо вышеописанных соотношений, часто в местах воздействия восстановительных растворов сульфидной полиметаллической стадии на неустойчивый в таких условиях барит происходит его растворение и переотложение с иным расположением кристаллов.

В одном из шлифов наблюдается, как червеобразный прожилок полиметаллической руды с извилистыми очертаниями прорисовывается в барите. В удалении от прожилка барит образует беспорядочно расположенные кристаллы различной величины. Около прожилка заметна перекристаллизация барита; перекристаллизованные зерна располагаются параллельно друг другу, а длинными осями ориентированы перпендикулярно к рудному прожилку, как бы нарастая на него. Без анализатора заметно некоторое осветление и очищение барита вдоль рудного прожилка. Возможно, что именно процессами переотложения барита и объясняются некоторые случаи обратного соотношения барита с полиметаллами, иногда наблюдаемые в шлифах (разъедание и пересечение баритом выделений сульфидов). В этом случае сернистый барий, образующийся при разложении барита в восстановительных условиях и перешедший в раствор после кристаллизации сульфидных минералов, снова окисляясь, отлагается в виде барита между зернами сульфидных минералов, а иногда пересекает и замещает их. В других случаях подобные соотношения барита и полиметаллов могут быть обусловлены наложением на них позднего (белого) барита. Воздействие полиметаллической стадии часто приводит к замещению барита серицитом (фиг. 13).

Следует отметить, что на месторождении не установлено фактов пересечения красным баритом полиметаллической руды. С позиции исследователей, принимающих более позднее отложение барита по сравнению с полиметаллами, это необъяснимо, тем более, что прожилки позднего белого барита повсеместно пересекают полиметаллические рудные тела (фиг. 15).

За более раннее образование красного барита по сравнению с галенитом и сфалеритом говорят и данные о распространении в красном барите элементов-индикаторов рудного процесса (Pb, Cu, Ag). Анализ имеющегося материала показал, что распределение элементов-индикаторов находится в прямой зависимости от структурных элементов в барите — контактов барита с порфиритами, зальбандов дорудных даек и небольших тектонических швов. Наблюдается падение содержаний элементов — индикаторов по мере удаления от этих структурных элементов. К ним самим приурочены максимальные содержания элементов.

Данные анализа показали, что закономерность распределения элементов-индикаторов в барите по мере удаления от контакта его с рудным телом аналогична таковой в порфиритах и кварцевых плагиопорфирах (табл. 9).

Изложенный фактический материал приводит нас к выводу об отложении полиметаллов после формирования баритовых залежей.

Случаи наложения сульфидной минерализации на баритовую в пределах одного месторождения описаны многими исследователями. Подобные факты описаны А.Г.Бетехтиным (1953). Наложением сульфидной минерализации на ранее отложенный барит он объяснял некоторые случаи его покраснения.

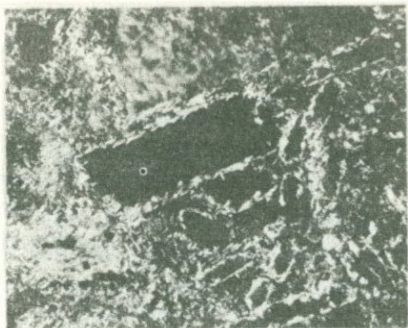
Таблица 9

Распределение элементов-индикаторов в красном барите, порфирите и кварц-плагиопорфире по данным спектральных анализов

Элементы Метры	Красный барит			Кварцевый плагиопорфир			Порфирит		
	Pb	Cu	Ag	Pb	Cu	Ag	Pb	Cu	Ag
5	0,03	0,01	0,002	0,06	0,03	0,001	0,008	0,003	0,0003
10	0,02	0,006	0,002	0,04	0,02	0,001	0,006	0,002	0,0002
15	0,02	0,006	0,001	0,03	0,01	0,0006	0,004	0,002	0,0002
20	0,01	0,003	0,001	0,02	0,01	0,0006	0,003	0,001	0,0001
25	0,01	0,003	0,0006	0,01	0,01	0,0006	0,003	0,001	0,0001
30	0,01	0,003	0,0003	0,006	0,006	0,0003	0,003	0,001	0,0001

х/ Метры отсчитываются по бариту, начиная от контакта его с полиметаллической рудой.

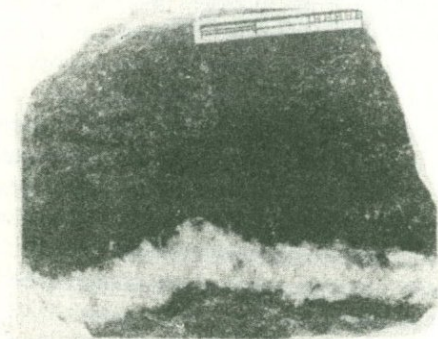
Факты отложения барита раньше полиметаллов отмечались и на некоторых зарубежных месторождениях. Отложение сульфидов после образования главной массы барита установлено Р.В.Бойлем (Boyle R.W., 1962) на бариево-свинцово-цинково-серебряном месторождении Магнит-Коу в Уолтоне (Новая Шотландия), имеющем большое сходство по составу руд с Ахтальским месторождением.



Фиг. 13. Кристаллики барита, окаймленные серицитовой оторочкой. Прозр. шлиф. Увелич. 56. Николи +.



Фиг. 14. Барит-карбонатные прожилки, пересекающие ранний красный барит. Штуф.



Фиг. 15. Полиметаллическая руда пересекается прожилком позднего белого барита. Штуф.

д. Стадии позднего (белого) барита

Поздний барит значительно менее распространен. Он слагает небольшие гнезда, маломощные жилы и прожилки (фиг. I4, I5). Поздний барит всегда белого цвета, характеризуется крупнозернистым сложением. Часто образует крупные таблитчатые кристаллы. Содержание элементов-примесей в позднем барите по данным спектральных анализов приведено в табл. 6.

Эта разновидность барита не представляет промышленной ценности.

Положение позднего барита в общем процессе рудогенеза вполне определенное. Поздний барит пересекает как ранний барит (фиг. I4), так и полиметаллические руды (фиг. I5). Пересечение белым баритом раннего красного барита и полиметаллов иногда можно наблюдать непосредственно на одном образце.

е. Карбонатная стадия

Карбонатная стадия минерализации имеет небольшое распространение. Прожилки кальцита пересекают продукты всех предыдущих стадий минерализации. Большое количество карбонатных прожилков наблюдается в дайках габбро-диабаз, где они заполняют трещины, ориентированные вдоль и вкрест простирания даек.

В. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Геолого-структурная позиция и тектоника месторождения

Ахталское месторождение залегает среди вулканогенных пород байоса, участвующих, по А.А.Габриеляну и др. (1968), в строении нижнеальпийского структурного этажа. Геолого-структурные условия формирования Ахталского месторождения обусловлены главным образом его пространственным положением на северо-восточном полого падающем крыле Алавердской брахиантиклинальной складки, имеющей, по данным большинства исследователей, северо-западное простирание. Этим обусловлено однообразное моноклиналиное падение пород, слагающих территорию месторождения, на северо-восток под углами $10-30^{\circ}$. Иногда углы падения пород достигают $45-50^{\circ}$, что, по-видимому, обусловлено нарушением первоначальных условий залегания их дизъюнктивными дислокациями.

Значительную роль в структуре месторождения и в локализации барито-полиметаллических рудных тел в его пределах играет куполовидное тело кварцевых плагиопорфиров, прорывающих полого падающие породы дебедской свиты. Морфология контакта этих двух образований весьма своеобразна и обусловлена наличием многочисленных мелких поднятий и депрессий II и III порядка, осложняющих общее куполообразное залегание кровли кварцевых плагиопорфиров.

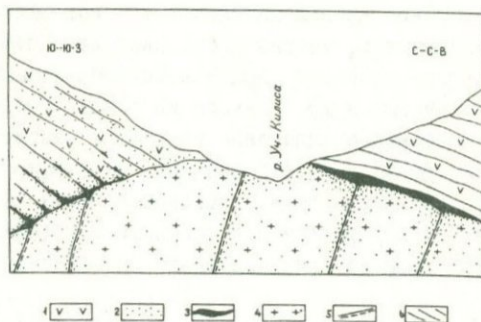
Как уже указывалось, многие исследователи считают, что кварцевые плагиопорфиры являются эффузивными образованиями. Некоторые из них (М.Л.Лачинян и др.), исходя из такого представления и имея в виду куполообразное залегание кварцевых плагиопорфиров, считают, что эти породы и "перекрывающие" их порфириты собраны в антиклинальную складку с осью, проходящей через Ахталское месторождение и простирающуюся в общекавказском ($S3-300^{\circ}$) направлении. Однако при этом не принимаются во внимание условия залегания порфиритов.

Естественно, что при наличии антиклинальной складки северо-западного простирания на северо-восточном ее крыле породы должны иметь северо-восточное падение, а на юге они должны падать к югу. Многочисленные замеры элементов залегания порфиритов показали, что эти породы как севернее, так и южнее купола кварцевых плагиопорфиров имеют однообразное моноклиналиное падение в северные румбы. Нигде в пределах месторождения и значительно южнее и юго-

западнее от него нами не было зафиксировано ни одного случая падения порфиритов в южные румбы.

Из изложенного вытекает, что представление о наличии на Ахтальском месторождении антиклинальной складки не обосновано. Оно было в свое время необходимо для объяснения куполообразного залегания кварцевых плагиопорфиров, считавшихся эффузивными образованиями. Однако после того, как было показано секущее залегание кварцевых плагиопорфиров, эта необходимость, естественно отпадает. Таким образом, пликативная структура месторождения характеризуется не наличием антиклинальной складки, а приуроченностью его к пологопадающему крылу крупной брахиантиклинальной складки.

Секущее куполовидное залегание кварцевых плагиопорфиров в породах дебедской свиты, имеющих в общем пологое моноклинальное падение, обусловило некоторое различие и своеобразие условий локализации оруденения на разных участках Ахтальского месторождения. На северном крыле купола элементы залегания кровли кварцевых плагиопорфиров и вышележащих порфиритов совпадают. Поэтому здесь порфириты явились естественным барьером, задержавшим дальнейшее продвижение рудоносных растворов, что в значительной мере способствовало скоплению оруденения в контакте этих пород (фиг. 16).



Фиг. 16. Схематический разрез. 1 - порфириты, 2 - участки с бедной минерализацией, 3 - рудные тела, 4 - кварцевые плагиопорфиры, 5 - рудо-контролирующие разрывы, 6 - слоистость пород.

Несколько иная обстановка была на южном фланге месторождения, а также местами и в апикальной части купола кварцевых плагиопорфиров. На этих участках слоистость порфиров упирается в поверхность кварцевых плагиопорфиров под крутыми углами. Вследствие этого здесь над кварцевыми плагиопорфирами отсутствует единый горизонт, который мог бы экранировать оруденение. Поднимающиеся рудоносные растворы, не встречая на пути преград, могли свободно проникать по слоистости в толщу порфиров и циркулировать вдоль трещиноватости пород.

Благодаря возможности такой циркуляции растворов вся толща вышележащих порфиров на значительном удалении от контакта их с кварцевыми плагиопорфирами была интенсивно гидротермально изменена. Рудные же компоненты не дали существенных скоплений, а рассеялись во вмещающих породах с образованием убогой прожилково-вкрапленной минерализации. Это обстоятельство, по-видимому, и явилось причиной того, что многолетними поисковыми работами на южном-юго-западном фланге месторождения не было обнаружено сколько-нибудь значительного оруденения.

Интересно отметить, что на северном крыле купола кварцевых плагиопорфиров, где сосредоточены основные запасы руд Ахтальского месторождения, порфиры, залегающие непосредственно над рудными телами в виде экрана, сравнительно слабо затронуты гидротермальными изменениями.

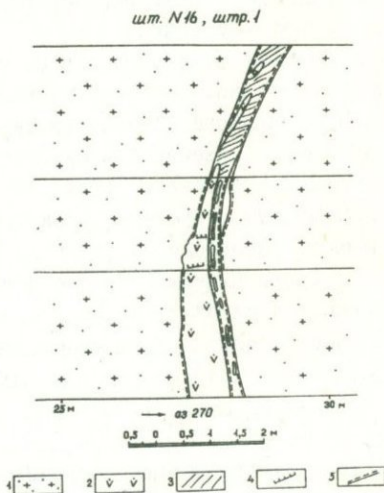
Весьма ярко выражены на месторождении элементы дизъюнктивной тектоники. Особенно широко распространены крутопадающие разрывные нарушения близмеридионального (северо-западного и северо-восточного), менее близширотного направлений. Как было установлено О.С.Степаняном (1938), а затем подтверждено М.Л.Лачиняном и другими, эти нарушения разбивают площадь месторождения на ряд ступенчато расположенных блоков, вытянутых в СВ-ЮЗ направлении.

Крупнейшим и наиболее детально изученным является так называемый Меридиональный разлом, который проходит в центральной части месторождения. Это нарушение по простиранию прослежено выработками на протяжении более 1000 м и на 450-500 м по падению. Простирание разлома ССВ 10-15°, падение на ЗСЗ 75-80° сохраняет на всем его протяжении, что, как указывает М.Л.Лачинян, свидетельствует о весьма выдержанном и прямолинейном его характере. Разлом сопровождается рассланцеванными породами, переходящими постепенно, по мере удаления от разлома, в слабо нарушенные и ченарушенные породы. Это нарушение прослеживается как в кварце-

вых плагиопорфирах, так и в порфиритах. Часто в порфиритах оно сопровождается зоной брекчированных пород, сцементированных кристаллическим, а иногда друзовидным кальцитом. Само нарушение заполнено тектонической глиной. На горизонте шт. № 7 и некоторых других отчетливо выделяются две разновидности тектонической глины. Центральная часть Меридионального разлома заполнена пластичной, вязкой глиной желтоватого цвета. С всякого бока нарушения имеется зеленоватая, уплотненная, метаморфизованная тектоническая глина зеленоватого цвета.

К Меридиональному нарушению на некотором интервале приурочена дайка габбро-диабазы. Мощность дайки составляет в среднем 1 м. Она выклинивается в районе слепой шахты, пройденной между горизонтом шт. № 7 и I6. На северной стенке штрека № I, соединяющей слепую шахту со стволом шт. № I6, мощность дайки составляет 70-75 см. На южной стенке той же выработки мощность дайки доходит до нескольких сантиметров и она почти полностью выклинивается (фиг. I7). Постепенное уменьшение мощности дайки и ее выклинивание весьма отчетливо прослеживается в кровле выработки. В 60 м севернее этого участка мощность дайки составляет уже около 2 м.

Фиг. I7. Габбро-диабазовая дайка в Меридиональном разломе. Зарисовка стенок и кровли выработки. 1 - кварц-серицитовая порода, 2 - габбро-диабазовая дайка, 3 - тектоническая глина, 4 - карбо-натные прожилки в дайке, 5 - тектонические контакты.



О характере этого нарушения были высказаны различные точки зрения. Впервые оно было описано В.Г.Грушевым как сбросовое. Позже это нарушение охарактеризовал О.С.Степанян (1938). Н.А. Фокин рассматривает его как плоскость контакта между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами. Того же мнения придерживается А.Г.Казарян; он считает, что по этой плоскости происходили незначительные смещения, с амплитудой в 20 см. К такому выводу указанный автор пришел, наблюдая за смещением этим разломом карбонатного прожилка. Н.М.Чернышов (1962) полагает, что вдоль разлома вначале происходили взбросо-сдвиговые перемещения, но в результате повторных подвижек он приобрел сбросо-сдвиговый характер.

Довольно интересную интерпретацию движений по Меридиональному разлому предложил М.Л.Лачинян, который считает, что вдоль него происходили в основном сдвиговые перемещения с горизонтальной амплитудой смещения около 400–500 м и с вертикальной амплитудой всего в 70–80 м. Поэтому данное нарушение М.Л.Лачинян рассматривает как сдвиг. Вывод о сдвиговом характере Меридионального разлома он предположительно распространяет и на другие близ-меридиональные нарушения. Исходя из этой схемы, М.Л.Лачинян предполагает, что севернее линз № IО и № II должна быть смещенная часть линзы № II. Однако пробуренная в свое время скважина № I32 не подтвердила это предположение.

М.Л.Лачинян оценивал горизонтальную амплитуду Меридионального нарушения исходя из геологической карты и плана горизонта штольни № 7. Действительно, на карте и плане фиксируется такое смещение слоев пород по обе стороны разлома. Однако, как как кажется, при этом, по-видимому, не было учтено пологое залегание этих пород, вследствие чего вертикальные смещения небольшой амплитуды могут создать ложное впечатление о больших горизонтальных смещениях.

Как свидетельствуют многочисленные факты, Меридиональный разлом имеет длительную и сложную историю развития. Весьма трудно судить о направлениях перемещений по разлому в различные периоды геологической жизни региона, но в настоящее время он имеет характер шарнирного сбросо-сдвига. Это очень наглядно обнаруживается из просмотра разрезов и погоризонтных планов, а также структурно-геологической карты кровли кварцевых плагиопорфиров.

О взаимоотношении Меридионального нарушения с оруденением также существуют различные мнения. Этот вопрос ниже будет рас-

смотрен отдельно.

Описания других дизъюнктивных нарушений мы не даем, так как они одновозрастны с Меридиональным разломом и имеют аналогичный характер. На фиг. 18 приводится фото одного из таких нарушений, рассекающего порфириты дебедской свиты. Аналогичен и характер близширотных разрывов, сопряженных с ближемеридиональной системой нарушений, хотя последние несколько моложе и часто пересекают их.



Фиг. 18. Нарушение 2-е западное.
Фото стенки выработки.

При рассмотрении дизъюнктивной тектоники месторождения необходимо остановиться на межформационной зоне дробления и рассланцевания, проходящей между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами. Вдоль этой зоны происходили интенсивные подвижки, о чем свидетельствует зона рассланцованных пород, сопровождающая контакт почти повсеместно. Мощность этой зоны колеблется от 3 м до почти полного выклинивания. Зона протягивается параллельно контакту, повторяя все его изгибы, но иногда проникает и в кварцевые плагиопорфиры лежащего бока. В зоне интенсивно рассланцованных пород отмечается большое количество окатанных оруденелых валунов кварцевых плагиопорфиров различной величины. Тектонические подвижки вдоль контакта кварцевых плагиопорфиров и порфиров проявились в дорудное время и играли значительную роль в локализации оруденения.

Кроме этих дизъюнктивных нарушений, на месторождении отме-

чается серия разрывов северо-восточного направления (азимут падения $140-150^{\circ}$, угол падения $70-80^{\circ}$), заполненных дайками габбро-диабаз. По своему положению они являются оперяющими относительно главных близмеридиональных нарушений. В многочисленных горных выработках, вскрывающих контакт между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами, эти нарушения и выполняющие их дайки тупо обрываются у самого контакта и далее в порфиритах не продолжают (фиг. 46, 47, 52). Эти факты некоторыми исследователями трактуются как подтверждение залегания порфиритов на размытой поверхности кварцевых плагиопорфиров. Однако такому мнению противоречит секущий характер кварцевых плагиопорфиров относительно порфиритов.

Для решения этого вопроса нами было проведено детальное изучение одной из таких даек, обнажающейся в районе устья штольни № 3 в месте соприкосновения верхней границы дайки с порфиритами. Было установлено, что дайка моложе порфиритов и при внедрении экранировалась ими. Об этом свидетельствуют многие факты.

В первую очередь следует отметить, что как макроскопически, так и под микроскопом хорошо наблюдается секущее положение верхней границы дайки по отношению к слоистости пачки туффилов порфиритовой толщи. Помимо этого, в эндоконтакте дайки с порфиритами устанавливается отчетливо выраженная зона закалки. Примечательно поведение микролитов плагиоклаза в дайке, которые обычно бывают расположены хаотично, а в эндоконтакте с порфиритами приобретают ориентировку, параллельную экрану и повторяющую все его изгибы.

Наиболее убедительно о более молодом возрасте дайки относительно вышележащих туффилов говорит устанавливаемое как макроскопически, так и в шлифах наличие многочисленных апофиз дайки, проникающих в вышележащие туффиты (фиг. 19). Причем, в этих апофизах, как правило, микролиты и более крупные вкрапленники плагиоклаза ориентируются строго параллельно зальбандам апофиз (фиг. 20).

Приведенные данные позволяют следующим образом представить механизм приоткрывания трещин в момент внедрения дайки.

В результате тектонических движений по главным близмеридиональным нарушениям, подвижки происходили и вдоль оперяющей системы трещин (фиг. 21 а, б). Первоначально эти трещины вероятнее всего имели сколовый характер, о чем говорят ровные и в большинстве случаев прямые зальбанды даек. Затем произошло раскрытие



Фиг. 19. Прозрачный шлиф. Увелич.26.
При одном николе.

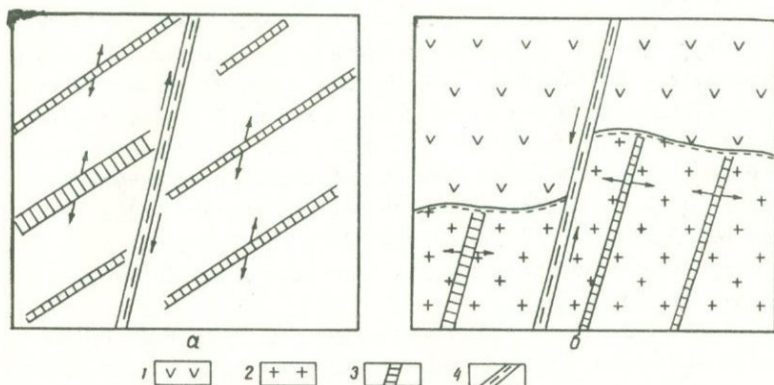


Фиг. 20. Прозрачный шлиф. Увелич.56.
При одном николе.

этих трещин с последующим заполнением их магматическим расплавом. При этом главные нарушения пересекли всю толщу пород, так как вдоль них происходили наиболее интенсивные подвижки. Раскрытие же оперяющих трещин происходило только в кварцевых плагиопорфирах и не продолжалось в порфиритах, что объясняется еще и резким

различием физико-механических свойств этих пород – кварцевые плагипорфиры подвержены хрупким деформациям, порфириты же, по сравнению с кварцевыми плагипорфирами, вязки, упруги и менее способны к хрупким деформациям. Блоки пород, расположенные по обе стороны от трещины, могли скользить вдоль поверхности контакта, а глина трения в контактовой полости выполняла роль мягкой прокладки.

Следует отметить, что случаи затухания и выклинивания разломов и даек вверх по разрезу не единичны и описаны многими авторами.



Фиг. 2I. а – схематический план, б – разрез.
1 – порфириты, 2 – кварцевые плагипорфиры,
3 – дайки габро-диабазы, 4 – тектонические нарушения.

"Слепые" разломы описаны Г.Ф.Яковлевым (1959) на Рудном Алтае. По его данным, к этим разломам часто приурочены самые молодые позднегерцинские дайки основных пород, а в участках выклинивания этих разломов, особенно в случае перекрытия их тектонически слабо нарушенными толщами однородных пород, локализуются рудные тела.

Многочисленные случаи затухания нарушений вверх по разрезу описаны М.Б.Бородаевской (1965) на ряде колчеданных месторождений Урала. "Детальное изучение рудоносных зон Учалинского и Гайского рудных полей показывает, что затухание разломов происходит главным образом при приближении к толщам или к мощным горизонтам пород, резко отличающимся по физико-механическим свойствам от ни-

жележащих слоев... При этом границы пород с резко различными физико-механическими свойствами нередко играют роль структурных экранов, вдоль которых развиваются интенсивные межслоевые движения и при подходе к которым затухают идущие снизу зоны расщеливания и отдельные разрывы" (М.Б.Бородаевская, 1965, стр. 122).

2. Взаимоотношения разрывных нарушений с рудными телами

По вопросу о возрастных соотношениях дизъюнктивных нарушений с оруденением имеется несколько различных точек зрения. Некоторые исследователи (М.Л.Лачинян, С.С.Мкртчян и другие) считают Меридиональный разлом за послерудное образование. В качестве доказательства такого представления ими приводятся следующие факты: 1) к обоим смещенным крыльям разлома приурочены крупные рудные тела № 10 и 11, предполагается, что эти рудные тела являются частями некогда единого рудного тела; 2) в глинке трения разлома часто встречаются окатанные обломки кварцевых плагиопорфиров с сульфидной минерализацией.

Другие исследователи месторождения (С.В.Казарян, В.С.Балицкий, Н.М.Чернышов) считают Меридиональный разлом дорудным, но омоложенным послерудными подвижками.

Наши наблюдения и анализ имеющегося геологического материала показывают, что это нарушение имеет длительную и сложную историю развития. Тектонические подвижки вдоль разлома происходили в дорудное, во внутрирудное и в послерудное время. Точно судить об амплитудах этих подвижек не представляется возможным. Можно лишь утверждать, что это нарушение было сформировано и существовало еще в дорудное время и определенным образом повлияло на локализацию барит-полиметаллического оруденения на месторождении.

В пользу дорудного характера Меридионального разлома говорят следующие факты.

Приуроченная к Меридиональному нарушению габбро-диабазовая дайка несомненно дорудная. Она сильно раздроблена и перемята, а обломки ее часто наблюдаются в тектонической глинке. Вблизи рудного тела дайка гидротермально сильно изменена. В ней, помимо интенсивной карбонатизации, хлоритизации и эпидотизации, нередко наблюдаются также окварцевание и серицитизация. С удалением от рудного тела дайка приобретает свежий облик; здесь в ней отмечаются только слабая хлоритизация, карбонатизация и эпидотизация.

Дайка в зальбандах брекчирована и сцементирована карбонатом; часто карбонат образует прожилки в самой дайке параллельно ее зальбандам (фиг. 22). В этих прожилках карбонат нередко ассоциирует с халькопиритом, который образует отдельные включения в прожилках карбоната, а также вкрапленность и гнезда в самой дайке (фиг. 23).

Приводимые в табл. 10 результаты спектральных анализов халькопиритов, отобранных из дайки и из рудного тела, показывают, что набор и содержание элементов-примесей в них идентичны.

То же можно сказать и относительно содержания элементов-примесей в кальцитах, отобранных из прожилков, секущих дайку, и из рудных тел.

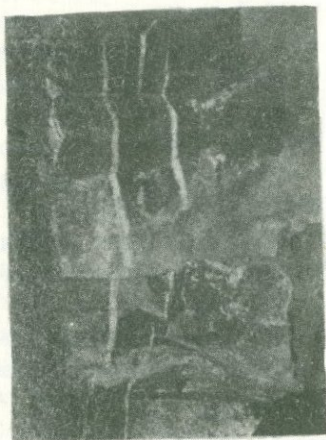
Повышенное количество **Mn** и **Ti** в кальците из дайки, очевидно, является результатом заимствования этих элементов из материала дайки.

Таблица 10

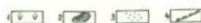
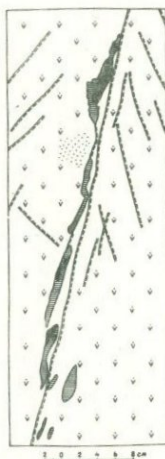
Содержание элементов-примесей в халькопирите и кальците, отобранных из дайки и из рудных тел (по данным спектральных анализов)

Элементы	Халькопирит		Кальцит	
	из дайки	из рудного тела	из дайки в разломе	из рудного тела
Cu			0,03	0,01-0,03
Pb	0,1-0,3	≥ 0,3	-	0,003-0,000
Ag	0,001-0,003	0,003	0,0001?	0,0001-0,0003
Zn	0,03	0,03-0,1	-	-
Bi	0,001	0,001-0,003	-	-
Cd	~0,03?	0,03	-	-
Mn	-	-	1	0,1
Ti	-	-	0,03	0,001-0,003
Sr	-	-	0,01	0,01

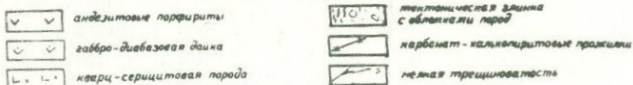
Определенное подтверждение дорудного характера Меридионального разлома получено при изучении его тектонической глинки. Под воздействием гидротермальных растворов она метаморфизована и значительно уплотнена. Изучение этой глинки под микроскопом показало, что она интенсивно гидротермально изменена - в ней отмечаются процессы хлоритизации и карбонатизации, а местами - окварце-



Фиг. 22. Карбонатные прожилки в габбро-диабазовой дайке Меридионального разлома. Фото кровли выработки.



Фиг. 23. Деталь участка на фиг. 59. 1 - габбро-диабазовая дайка; 2 - карбонат с гнездышками халькопирита; 3 - вкрапленность халькопирита; 4 - мелкая трещиноватость.



Фиг. 24. Меридиональный разлом. Зарисовка стенки выработки.

вание и серицитизация. В этой дорудной глинке отмечается также весьма незначительное количество тонких вкрапленников рудных минералов.

В штреке № 3 шт. № 7 порфиры, прилегающие к Меридиональному разлому с висячего бока, также интенсивно раздроблены и гидротермально изменены. С удалением от разлома степень раздробленности и гидротермального изменения пород постепенно уменьшается.

Изучение поведения элементов-индикаторов на месторождении показало, что все они проявляют тенденцию концентрироваться в зоне разлома и оперяющих его трещин. Это может быть объяснено тем, что как зона разлома, так и оперяющие его трещины были более благоприятными для концентрации мигрирующих элементов. В силу этого наблюдается сравнительно высокое содержание элементов-индикаторов в самой зоне разлома по сравнению с примыкающими к нему породами.

Таблица II

Содержание элементов-индикаторов в кварцевых
плагипорфирах, порфиритах и в зоне Меридионального разлома
(по данным спектральных анализов)

Породы \ Элементы	Среднее содержание в %				
	Pb	Cu	Zn	Ag	Ba
Кв. плагипорфиры	0,006	0,005	0,04	0,0001	0,08
Порфиры	0,003	0,003	0,025	0,0003	0,06
Зона разлома	0,03	0,007	0,05	0,0003	0,3

Нужно отметить, что разница в концентрации содержаний элементов в зоне разлома и во вмещающих породах не ярко выражена, она колеблется от фоновых до 0,1 и несколько выше. Вместе с тем частота встречаемости вышефоновых содержаний в разломе значительно выше. Наибольшее тяготение к зоне разлома выражено у свинца и бария. Этот факт исключает возможность предположения о вторичном характере ореолов рассеяния в зоне разлома и оперяющих его трещин. Известно, что грунтовые воды, циркулирующие вдоль тектонических зон, вызывают глубокие изменения первичных ореолов рассеяния, а именно, приводят к миграции ряда элементов из этих зон. Подвижность любого металла в грунтовой воде находится в

прямой зависимости от pH среды, которая колеблется в пределах от I до 7. При таких условиях свинец и барий в зоне гипергенеза мигрируют очень трудно, почему и наблюдаются их повышенные концентрации в зоне разлома.

Результаты опробования, проведенного по профилям вкрест простирания разлома, а также детальное опробование пород около отдельных небольших трещин показали, что рассеяние элементов-индикаторов происходит в сторону от них. Ореолы рассеяния элементов постепенно затухают по мере удаления от зоны нарушения. Влияние разлома и оперяющих его трещин на распределение рассеянных элементов также говорит в пользу их дорудного возраста.

На горизонте +37,5 м (рудное тело № IO) в небольшой эксплуатационной выработке было вскрыто место сопряжения Меридионального нарушения с контактом плагиопорфиров и порфиритов. На этом участке полиметаллическое рудное тело № IO ограничивается сверху подошвой экранирующих порфиритов, а с запада — Меридиональным нарушением. Между массивной полиметаллической рудой и порфиритами залегает пластообразное баритовое тело мощностью I-I,5 м. Ни барит, ни руда не дроблены, хотя они и примыкают непосредственно к дизъюнктивному нарушению и к контакту, также осложненному разрывной тектоникой. В рассланцованной хлоритизированной габбро-диабазовой дайке, приуроченной к разлому, местами наблюдается вкрапленность и гнезда халькопирита. Само нарушение заполнено растертым материалом, образовавшимся за счет дайки и вмещающих ее пород. Микроскопическое изучение этого материала показало, что в результате гидротермального метаморфизма он превращен в сплошной хлорит-кварц-карбонатный агрегат.

Вблизи зоны нарушения среди массивной полиметаллической руды были установлены участки растертого материала разлома, в значительной мере импрегнированные и замещенные рудными минералами. Под микроскопом отчетливо видно, что идиоморфные вкрапленники пирита развиваются, замещая растертый материал, причем грани их имеют секущее положение относительно сланцеватости глины, которая к тому же интенсивно серицитизирована.

Таким образом, наличие участков тектонической глины из разлома, их цементирование массивной полиметаллической рудой, замещение ее рудными минералами и глубокий гидротермальный метаморфизм также свидетельствует в пользу дорудного возраста разлома.

Имеются также косвенные факты, говорящие в пользу дорудного возраста Меридионального разлома. Известно, что даже небольшие

послерудные перемещения вызывают на сульфидной руде хорошо выраженные зеркала скольжения. Несмотря на наличие на месторождении большого количества разрывных нарушений, хорошо выраженные зеркала скольжения на рудных телах вдоль этих нарушений отмечаются крайне редко. Это обстоятельство указывает на небольшое развитие послерудных нарушений.

На фиг. 25 приведено фото шлифа катаклазированной полиметаллической руды, примыкающей непосредственно к Меридиональному разлому и припаянной к его тектонической глинке. Небольшие трещинки в полиметаллической руде, возникшие во внутрирудное время, залечены завершающим рудный процесс карбонатом, который, как показало микроскопическое изучение, в дальнейшем не подвергался дроблению. Последний факт также показывает, что вдоль указанного разлома послерудные подвижки почти не проявились.



Фиг. 25. Катаклазированная руда у Меридионального разлома. Микротрещинки в руде залечены карбонатом — продуктом более поздней стадии минерализации. Прозр. шлиф. Увелич. 56. При одном никеле.

Ранее было указано, что в качестве доказательства послерудного характера Меридионального разлома приводится факт приуроченности к смещенным крыльям разлома рудных тел № IO и № II, которые рассматриваются как части некогда единого рудного тела. Однако материалы рудничной геологической службы и наши наблюдения показывают, что эти два рудных тела являются самостоятельными и сформированы изолированно друг от друга. По форме и строению они несопоставимы и при совмещении контуры их не совпадают.

Такого же мнения придерживается и М.Л.Лачинян. Он считает, что линза № II не является сброшенной частью линзы № IO, как на это указывали прежние исследователи. Это видно из их конфигурации, а также из разрезов указанных линз. Так, например, разрез южной части линзы № II представлен мощной (до 14 м) покрывкой базальта, чего не встречается по линзе № IO. И вообще, как считает М.Л.Лачинян, никакого сопоставления указанных линз произвести нельзя.

Наконец, в качестве наиболее важного доказательства последнего возраста Меридионального нарушения исследователями приводится факт нахождения в зоне разлома, среди рассланцованной глинки трения, округлых включений колчеданной руды (или так называемых рудных валунов).

Вопрос происхождения этих "включений" представляет большой интерес и требует специального рассмотрения.

а. О происхождении рудных валунов

Вопрос о природе своеобразных обломковидных обособлений ("рудных валунов или рудных галек") сульфидов, которые встречаются в обломочных вулканогенных породах колчеданных месторождений, имеет существенное значение при решении сложной проблемы образования колчеданных руд. Именно поэтому колчеданные "рудные валуны" привлекли пристальное внимание многочисленных исследователей, а вопросы их генезиса стали предметом острых дискуссий.

В 1932 г. А.Х.Иванов впервые в обломочных породах Сибая описал рудные обособления, которые он принимал за тектонические послерудные брекчии. Позднее эти брекчии были изучены Ф.И.Ковалевым и С.Н.Ивановым (1947), которые установили их вулканогенную природу. С.Н.Иванов пришел к выводу, что это — пирокластические породы, подвергшиеся избирательному замещению сульфидами. В.П.Логинов (1956) в верхнесилурийских конгломератах Левихинского месторождения на Среднем Урале установил метаморфизованные колчеданные обособления, которые им были истолкованы как гальки руды, возникшие в результате древнего размыва рудных зон. С этого времени исследователями и было начато детальное изучение этих образований. В дальнейшем подобные сульфидные обособления были установлены на многих колчеданных месторождениях Урала (Левиха,

Гайское, Сибай, Учалы, Тубинское и др.), Северного Кавказа, Закавказья, а также на Алтае.

Рассматриваемые образования представляют собой обломковидные включения округлой, почти шаровидной или угловатой формы во вмещающих, а чаще в перекрывающих колчеданные залежи вулканогенно-обломочных породах. Размеры этих включений колеблются обычно в пределах от долей до нескольких см в поперечнике. Однако, по данным Н.В.Петровской (1961), они иногда достигают огромных размеров (0,5–1 м и более в поперечнике). Границы этих включений со вмещающими породами довольно резкие. Вкрапленность сульфидов во вмещающих породах вокруг рудных обособлений чаще отсутствует. Наряду с рудными включениями встречаются и обломки измененных пород. Брекчии пород и руд сцементированы в основном гидротермально измененным туфовым материалом. Минеральный состав рудных включений различен, но, по общему признанию, соответствует составу массивных рудных залежей. Представляют интерес особенности расположения включений руды. Они чаще концентрируются над рудными залежами, в пределах пластов измененных гидротермальным метаморфизмом обломочных пород, составляющих кровлю рудных тел. Реже рудные включения отмечаются и в самих рудовмещающих толщах, обычно на незначительном удалении от рудных залежей. Наряду с этим, по данным М.Б.Бородаевской (1964), они в изобилии встречаются и в зонах дорудных тектонических нарушений, вмещающих жиллообразные тела колчеданных руд, которые занимают секущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород. Последние в пределах таких зон интенсивно изменены гидротермальным метаморфизмом и содержат иногда обильную вкрапленность сульфидов. При пересечении дорудными нарушениями пластов пористых, легко проницаемых для растворов пород, последние избирательно подвергаются гидротермальным изменениям и замещению сульфидами. При этом обломки пород иногда замещаются сульфидами почти нацело и легко могут быть приняты за обломки руды. Указанные данные об условиях образования последних, установленные М.Б.Бородаевской на примере Южноуральских месторождений, исключают, по ее мнению, возможность интерпретировать их в качестве рудных галек.

Таким образом, в настоящее время развиваются две главные точки зрения, сущность которых сводится к следующему.

I. Рудные обособления являются гальками, входящими в состав конгломератов, залегающих на размытых поверхностях колчеданных

залежей. Это положение, выдвинутое В.П.Логиновым (1956) и основанное на данных изучения месторождения Левиха, было поддержано рядом геологов (И.В.Ленных, 1959; И.С.Вахромеев, 1959; В.И.Смирнов и Т.Я.Гончарова, 1959; М.А.Кашкай и В.И.Алиев, 1959; И.П.Пасухов, 1961; В.И.Скрипиль, 1961 и др.) и служит одним из главных аргументов, обосновывающих представление о тесной возрастной связи колчеданных месторождений с вмещающими их вулканогенными формациями.

К близким выводам пришли В.А.Прокин и Рудаков (1959), которые рассматривают эти образования как обломки, возникшие в результате вулканических взрывов рудных залежей и накопленные в горизонтах туфобрекчий одновременно с туфовым цементом.

В качестве обоснования такого представления исследователи приводят следующие основные доводы:

а) Скопления сульфидов отмечаются только в гальках и отсутствуют в цементе. Зерна плагиоклаза в гальках превращены в кварц-серицит-пиритовую массу, а зерна плагиоклаза в цементе в контакте с рудными обломками не изменены. Степень хлоритизации зерен пироксена в цементе несколько не возрастает с приближением к галькам. Отсюда делается вывод, что гальки уже несли в себе пиритовую вкрапленность, сопровождаемую кварцем и серицитом, прежде чем попали в состав конгломерата.

б) Не устанавливается какой-либо зависимости между исходным петрографическим составом сульфидоносных галек и степенью их замещения рудным материалом. Вместе с тем рядом с сильно оруденелой галькой имеются гальки неизмененных пород. Эти обстоятельства тоже говорят не в пользу представления об избирательном метасоматическом замещении обломков пород.

в) Метакристаллы пирита внутри отдельных галек не тяготеют пространственно к их краям, не отмечается ни концентрической зональности в колебаниях размеров или форм зерен пирита, ни радиально-лучистого размещения их, нет и никаких иных текстурных или структурных признаков, которые свидетельствовали бы о развитии сульфидной минерализации галек пород в конгломератах. При неравномерном размещении пирита в гальках в виде полосок, цепочек или жилок, эти текстурные элементы отчетливо обрываются у их границ, не продолжаясь в окружающий цемент. При этом отдельные более крупные метакристаллы пирита тоже срезаются границами гальки без малейших признаков проявления тектоники.

2. Рудные обособления представляют собой обломки пород, в дальнейшем замещенные рудой. Исследователи, придерживающиеся такой точки зрения, опровергают приведенные выше доводы. Как отмечает С.Н.Иванов (1959), галькоподобные образования на Левихе встречаются не только в конгломератах, описанных В.П.Логиновым, но и среди обломочных диабазовых пород рудоносного комплекса. С.Н.Ивановым доказано, что и на Левихе и на месторождении Учалы, состав конгломератов не соответствует составу нижележащих толщ и поэтому конгломераты не могут являться результатом их размыва.

Сходство обломковидных обособлений пирита, расположенных внутри тела сплошной колчеданной руды и вне его в боковых породах, по мнению С.Н.Иванова, говорит в пользу их метасоматического происхождения. По всем признакам эти обособления тождественны минеральным агрегатам сплошных колчеданных руд месторождений, около которых они находятся. Отсюда делается вывод, что они образовались при одних и тех же физико-химических процессах в приблизительно одинаковых условиях.

По данным С.Н.Иванова, пирит, хотя и в незначительных количествах, встречается в цементе и вокруг обособлений в виде мелких кристаллов. В вулканогенных обломочных породах Левихи, Сибая, Тубинска и других месторождений не установлены факты срезания кристаллов пирита границами обломков. Наоборот, при исследовании пиритсодержащих обособлений в вулканогенных обломочных зеленокаменных породах Левихи и Сибая С.Н.Иванову удалось в нескольких случаях обнаружить зависимость между распределением пирита в обломках и внешними их контурами. "Это наблюдение, наряду с нередкой встречей метакристаллов пирита в цементе вулканогенно-обломочных зеленокаменных пород является решающим для заключения о пегматичности пирита по отношению к обломкам, некогда слагавшим вулканогенный конгломерат" (С.Н.Иванов, 1959, стр. 33). Слушая срезания границами обломков микротекстурных рисунков пиритных агрегатов можно объяснить проявлением последующих тектонических процессов. Против толкования пиритовых обособлений как обломков рудных тел говорят и некоторые геологические данные. Так, вывод о размыве на поверхность рудных залежей на многих месторождениях должен был проявиться сильный глубокий размыв. Трудно допустить, чтобы такой размыв не оставил после себя никаких следов. Тем не менее, как доказал С.Н.Иванов, обломочные зеленокаменные породы, несущие пиритовые обособления, не представляют собой базальных конгломератов. Это — типичные вулканогенные обломочные

породы, состоящие из мелкого туфового материала и более крупных обломков вулканических пород, лежащих по разрезу выше, а не в основании пирокластических пород.

Исходя из этих фактов, С.Н.Иванов пришел к выводу, что невозможно объяснить происхождение этих образований без допущения избирательного метасоматоза и проникновения рудоносных растворов без видимых трещин и других свободных путей на расстояния в десятки метров.

Н.В.Петровская, М.Б.Бородаевская и некоторые другие исследователи колчеданных месторождений пришли к выводу, что следует различать три вида рудных включений: 1) тектонические обломки, возникшие при дроблении ранее сформированных рудных тел; 2) метасомы, образовавшиеся в результате замещения рудным веществом обломков пород, входивших в состав туфобрекчий; 3) "сгустки" коллоидного вещества, возникшие в связи с процессами гелевого метасоматоза при развитии явлений опережающего выщелачивания.

Как видно из изложенного выше, представления о характере и генезисе этих своеобразных и оригинальных образований резко расходятся, что свидетельствует о недостаточной степени их изученности.

Образования, аналогичные вышеописанным, широко распространены и на Ахтальском месторождении. Наличие окатанных галек сульфидной руды в зонах тектонических нарушений отмечалось многими исследователями. Эти образования обычно рассматривались как обломки рудных залежей и служили основным и почти единственным доказательством послерудного характера нарушений. Нами было уделено рассматриваемым образованиям особое внимание. Рудные обломки, или, как их принято называть на месторождении, "рудные валуны", распространены в зонах дизъюнктивных нарушений. Наибольшее количество их отмечено в висячем боку рудных тел в зоне дробления и рассланцевания, проходящей между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами (фиг. 5, 26).

Рудные валуны представляют собой обломки сильно окварцованных пород, в различной степени импрегнированных сульфидами, а иногда и без существенной минерализации. Формы обломков (фиг. 26, 29) округлые, чаще эллипсоидальные с слегка заостренными концами. Поверхность обломков чаще не гладкая, а шероховатая и даже бугорчатая, местами с небольшими конусовидными наростами. Размеры рудных валунов варьируют в довольно широких пределах. В зонах дизъюнктивных нарушений в поперечнике они не превышают 10-15 см.

В межформационной зоне дробления и рассланцевания размеры валунов колеблются от 1-2 см и до 1-1,5 м в поперечнике.

Наряду с сульфидными валунами встречаются округлые обломки красного барита, безрудного порфирита, а также яшмовидных кварц-гематитовых пород, замещенных либо по краям, либо по трещинкам серным колчеданом (фиг. 28).

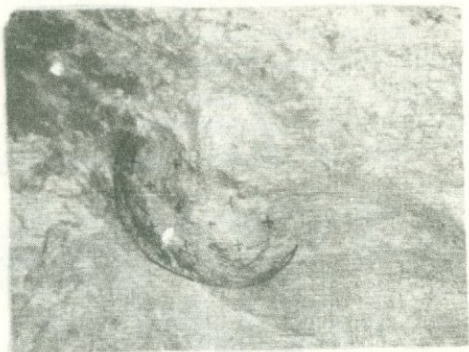
Часто по трещинкам обломков развиваются пластинчатые кристаллики белого барита. При сильном ударе такие обломки раскалываются вдоль этих баритовых прожилков. Отдельные валуны или их скопления отмечаются в рассланцованной милонитизированной тектонической глинке трения (фиг. 26) и имеют с ней резкие контакты. Сланцеватость глинки обычно огибают обломки и повторяет изгибы их внешних контуров. Рассланцованная милонитизированная глина трения в межформационной зоне дробления и рассланцевания гидротермальными изменениями превращена в мелкозернистую кварц-серицитовую массу, импрегнированную сульфидными минералами.

Наиболее интересно расположение рудных минералов в обломках. Изучение срезов многих обломков показало, что распределение рудной минерализации часто зависит от контуров внешних границ обломков (фиг. 27). Интенсивная вкрапленность пирита, а иногда и халькопирита образует узкую, то расширяющуюся полоску, по краям обломков, к центру же обломка интенсивность рудной минерализации резко снижается. Иногда мелкие кристаллы пирита нарастают на поверхности обломков, частично замещая и вдаваясь в него; при этом на поверхности обломков выступают трехгранные углы или ребра кристаллов пирита.

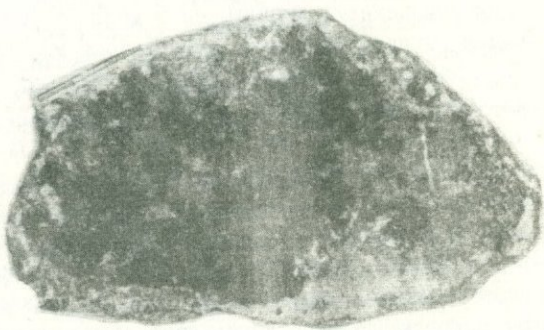
На некоторых обломках наблюдается обратная картина. Наиболее интенсивно минерализована центральная часть обломков, а с периферии они представлены кварц-серицитовой массой с рассеянной минерализацией.

Иногда удается подметить интересную зональность развития рудных минералов внутри обломка по отношению к его внешним очертаниям. Так, на одном из образцов выявляется следующее закономерное расположение минеральных зон. С периферии обломка развита халькопиритовая оторочка с небольшим количеством мелкозернистого пирита, повторяющая внешние границы рудного обломка. К центру обломка эта оторочка замещается крупнозернистым галенитом, который, в свою очередь, сменяется таким же крупнозернистым сфалеритом. Центральная часть обломка совершенно лишена рудной мине-

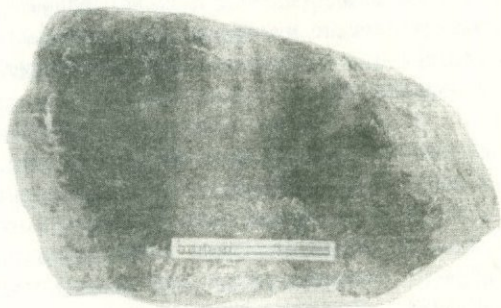
Фиг. 26. Рудный валун, залегающий среди тектонической глинки зоны дробления и рассланцевания. Фото забоя.



Фиг. 27. Поперечный срез рудного валуна. Полированный штуч.



Фиг. 28. Кварц-гематитовая порода, замещенная с периферии серным колчеданом. Полированный штуч.



реализации. Таким образом, последовательность рудных минеральных зон внутри обломка соответствует последовательности выделения минералов в рудных телах.

Среди рудных обломков встречаются и такие, которые оруденены лишь с одной стороны, противоположная же сторона не минерализована. Это, по-видимому, объясняется наличием рудоподводящих трещинок (полостей) только лишь с одной стороны обломка.

Наконец, часто встречаются и такие обломки, в которых не наблюдается зональности оруденения или других признаков, которые указывали бы на зависимость расположения минеральных агрегатов внутри обломков от их внешних границ.

Из совокупности отмеченных выше соотношений следует, что рудные обломки, развитые в зонах тектонических нарушений и в пределах зоны межформационного дробления и рассланцевания на Ах-тальском месторождении, не являются обломками ранее сформированных рудных тел, а представляют собой образования, возникшие путем метасоматического замещения рудными растворами обломков кварцевых плагиопорфиров, заключенных среди глинки трения. Гидротермальные растворы, проникая по ослабленным зонам, встречали такие обломки и замещали их (чаще с периферии), а глина трения, как более инертная среда, оказалась менее минерализованной.

Отсюда вытекает, что рудные обломки, ранее рассматривавшиеся как образования, возникшие в результате дробления рудных тел, не свидетельствуют о пострудном характере включающих их нарушений. Наоборот, они показывают, что эти нарушения существовали еще в дорудное время и по ним циркулировали гидротермальные растворы.

Следует отметить, что случаи избирательного замещения рудными минералами обломков пород в тектонической глинке не единичны. Подобные факты были установлены Л.И.Лукиным (1947) на полиметаллическом месторождении Бурон. Здесь крупный обломок сланцев, "затащенный" в тектоническую глинку, был впоследствии замещен существенно-пирротиновой рудой.

Аналогичные факты были установлены также Ф.И.Вольфсоном (1951) на месторождении Южная Дарбаза в Кансайском рудном поле. Детальные наблюдения над обломками сульфидной полиметаллической руды в глинке трения, выполняющей дизъюнктивное нарушение, а также изучение самой глинки трения показало, что это нарушение является дорудным, а рудные обломки представляют собой метасомы по обломкам известняков. Подобное явление отмечал и И.И.Кушнарев на флюоритовом месторождении Аурахмат (Чаткальский хребет).

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что образование разрывных нарушений на Ахтальском месторождении предшествовало процессу рудоотложения. Это обстоятельство, а также тот факт, что многие рудные тела пространственно тяготеют к зонам этих нарушений, говорят о существенной их роли в локализации оруденения. На рассмотрении этого вопроса мы остановимся в специальной главе о факторах, контролирующих локализацию оруденения.

Здесь же отметим, что приведенные факты отнюдь не отрицают проявления по указанным нарушениям также небольших внутрирудных и послерудных подвижек.

О наличии внутрирудной, возможно, и послерудной тектоники говорит некоторое дробление руд, цементация их более поздним минеральным комплексом, что связано с проявлением различных стадий минерализации, а также наличие в зонах нарушений окатанных обломков красного барита (фиг. 29), растащенной серноколчеданной руды и ряд других факторов.



фиг. 29. Эллипсовидный окатанный обломок барита в глинке трения межформационной зоны дробления и рассланцевания.

3. Взаимоотношение даек и оруденения

Выяснение взаимоотношений даечных образований с оруденением имеет большое значение для решения многих вопросов геологии и генезиса эндогенных рудных месторождений. Значительна и практическая сторона вопроса, так как дайки зачастую играют первостепенную роль в локализации оруденения. В пределах Ахтальского месторождения по составу выделяются как кислые (ортофиры и фельзит-порфиры), так и основные (габбро-диабазы) и габбро-диабазовые порфириты) жильные образования. Последние развиты наиболее широко и взаимоотношения их с оруденением представляют наибольший интерес.

О взаимоотношении габбро-диабазовых даек с рудными телами на Ахтальском месторождении исследователями были высказаны различные, и зачастую диаметрально противоположные, точки зрения. Так, М.Л.Лачинян все основные дайки, развитые на Ахтальском месторождении, считает исключительно послерудными секущими полиметаллические рудные тела. А.Г.Казарян (1962) относит порфиритовые дайки Ахтальского месторождения к дорудным образованиям. Н.М.Чернышов (1962), кроме дорудных габбро-диабазовых даек, выделяет также послерудные их разновидности.

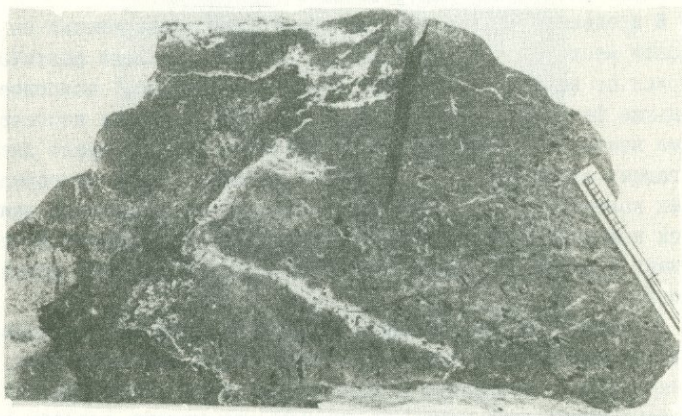
В процессе подземного геологического картирования на Ахтальском месторождении нами собран и изучен большой фактический материал по этому вопросу. При этом, естественно, наиболее убедительные факты получены при изучении даек, имеющих непосредственные контакты с рудными телами. Относительный возраст даек, залегающих вдали от рудных тел и не имеющих с ними непосредственных контактов, определялся по совокупности косвенных данных с учетом конкретной геологической обстановки. О возрасте же некоторых даек приходится судить лишь с большей или меньшей долей вероятности.

В процессе исследований мы старались выяснить соотношение с дайками минеральных комплексов всех стадий минерализации, проявленных на месторождении и особенно наиболее ранних из них. Последнее необходимо в первую очередь для решения вопроса о дорудном или внутрирудном возрасте даек.

Анализ всего имеющегося фактического материала, многочисленные наблюдения в забоях горных выработок, а также микроскопическое изучение шлифов, отобранных из контактовых частей габбро-

диабазовых даек с рудными телами, свидетельствуют о более молодом возрасте оруденения относительно даек.

Главным критерием, позволяющим говорить о дорудном возрасте даек, является пересечение их рудными телами или их апофизами. Установление таких взаимоотношений между рудными телами и габбро-диабазовыми дайками на Ахталском месторождении весьма трудно. В результате предрудных (последайковых) тектонических подвижек в призальбандовых частях даек образовался тонкий прослой тектонической глинки, которая в процессе рудоотложения служила своеобразным барьером для рудоносных растворов и препятствовала проникновению их в дайки. Барит, или массивная полиметаллическая руда, в таких случаях бывает плотно "припаяна" к этой глинке, в связи с чем руда вместе с последней легко отделяется от зальбандов даек. Однако при отсутствии вдоль зальбандов даек глинки притирания, а также в местах наибольшего дробления даек наблюдается проникновение прожилков и апофиз массивной руды в дайку. Это нами отмечалось на многих эксплуатационных горизонтах и выработках рудника, что отчетливо иллюстрируется на фиг. 30, представляющей фото штуфа. При этом вдоль прожилков заметно интенсивное осветление дайки.



фиг. 30. Полир. штуф.

Осветление наблюдается также по трещинкам, которые заканчивают рудные прожилки. В них руда уже отсутствует, но осветление

дайки продолжается. На фиг. 31 изображена брекчия дайки, сцементированная рудой.

Помимо пересечений даек рудными прожилками, устанавливается, что в контакте с рудными телами они содержат обильную вкрапленность минералов всех стадий минерализации. Особенно обильны в дайках вкрапленные мелкие зерна пирита. Реже всего в дайках обнаруживается вкрапленность галенита.

Описанные соотношения между рудными прожилками и порфиритовыми дайками подтверждаются и микроскопическим изучением. Наиболее часты случаи пересечения кварцево-рудными прожилками даек (фиг. 32) и метасоматическое замещение их рудными минералами. В пользу более древнего возраста дайки по отношению к оруденению свидетельствует также следующий факт. В дайке (гор. +52,5 м, шт. 16) местами отмечаются округлые обособления рудных минералов, окаймленные по периферии цепочкообразной полоской кварцевых зерен (фиг. 33). Эти своеобразные включения в дайке невозможно рассматривать как обломки руды. Их более позднее образование относительно дайки вполне очевидно.

Можно допустить, что все указанные выше соотношения между рудой и дайками обусловлены проявлением более поздних процессов, связанных с возможным переотложением руд.

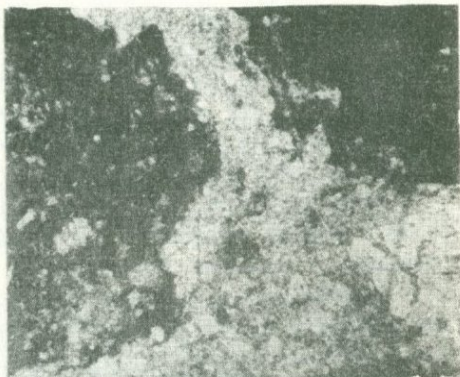
Многими исследователями показано, что при переотложении рудных минералов происходит некоторое очищение их от элементов-примесей. С целью проверки возможности переотложения руд нами были сделаны протоочки из даек. Рудные минералы, отобранные из тяжелых фракций протоочек, были подвергнуты спектральному анализу и полученные результаты сравнивались с данными анализов минералов из рудных тел. Сравнение показывает, что содержание элементов-примесей примерно одинаково в рудных минералах из даек и из полиметаллических линз (табл. 12); это дает основание полагать, что указанные минералы являются идентичными образованиями, отложенными из одних и тех же растворов в одинаковых физико-химических условиях.

В пользу более древнего возраста даек говорит также часто наблюдаемое под микроскопом секущее положение контактов рудных тел по отношению к флюидалности даек или к направлению ориентировки микролитов в дайке. Обратного соотношения, т.е. обтекания флюидалностью дайки извилин контакта рудного тела, нами не наблюдалось.

Фиг. 31. Брекчия дайки,
сцементированная рудой.
Зарисовка штуфа.
1/2 нат.вел.



Фиг. 32. Апофиза кварц-
сульфидной массы прони-
кает в габбро-диабазовую
дайку. Прозр.шлиф. Уве-
лич. 56. При одном нико-
ле.



Фиг. 33. Округлые обо-
собрения сульфидной ру-
ды в дайке, окаймленные
цепочкой зерен кварца и
сопровождаемые окварце-
ванием даечной породы.
Прозр.шлиф. Увелич.56.
При одном никеле.



Часто под микроскопом отчетливо видно примыкание к контакту крупных зерен вкрапленников плагиоклаза, последние иногда срезаются линией контакта (фиг. 34), что также является важным дополнительным признаком, свидетельствующим в пользу более древнего возраста даек по отношению к оруденению.

Для выяснения возрастных соотношений даек и оруденения большое значение имеет наличие ксенолитов даек в рудном теле. Нами в ряде случаев установлены обломки даек в массивной руде, не затронутой тектоническими нарушениями, что исключает возможность истолковать попадание обломков в руду в результате молодых после-рудных движений. Особенно важны факты присутствия ксенолитов дайки в массивном красном барите, так как этот минерал связан с одной из наиболее ранних стадий минерализации. Помимо нахождения единичных обломков даек в красном барите, нами на горизонте +8,5 (лента № 5) шт. № 16 и в забое 2-й щели горизонта +24 м установлены брекчии, сложенные многочисленными остроугольными обломками дайки, сцементированными красным баритом (фиг. 35).

Микроскопическое исследование обломков порфирита, включенных в массивном красном барите, отчетливо выявило взаимоотношения между этими двумя образованиями. Барит постоянно корродирует, замещает, цементирует обломки даек и образует в них прожилки (фиг. 36) Отдельные шестоватые кристаллики барита растут, вдаваясь в обломки дайки. Иногда наблюдается отчетливое срезание вкрапленников плагиоклаза порфиритовой дайки границей обломков с красным баритом.

Интересно отметить, что иногда замещение обломков габбро-диабазовых даек сульфидной рудой или баритом происходит по сферическим поверхностям. В таких случаях контакт имеет извилистые очертания с заливообразными заходами руды в дайку, что, вероятно, обусловлено замещением рудой хлорита, выполняющего миндалины в дайке.

Одним из существенных критериев возрастных соотношений даек и оруденения является метаморфизм даек и руд. В дайках некоторые метасоматические изменения могут проявиться в результате регионального метаморфизма и аутометаморфизма. Поэтому изучение гидротермальных изменений даек нами производилось как в контакте их с рудными телами, так и на значительном удалении от них.

Уже при визуальных наблюдениях выясняется, что на Ахтальском месторождении наиболее изменены дайки вблизи рудных тел. Здесь наблюдается интенсивное осветление даек, исчезающее по мере удале-

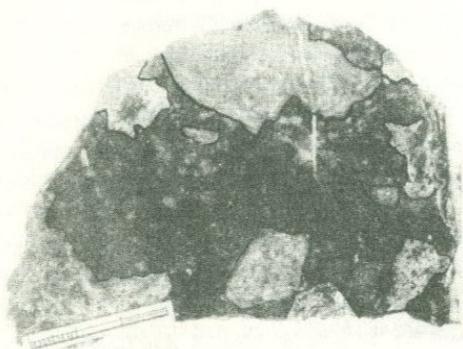
Таблица 12

Содержания элементов-примесей в рудных минералах, отобранных из даек и из рудных тел (по данным спектральных анализов)

№ пп	Элементы	Пирит		Халькопирит		Галенит		Сфалерит (св.)		Сфалерит (черн.)	
		из рудных тел	из даек	из рудных тел	из даек	из рудных тел	из даек	из рудных тел	из даек	из рудных тел	из даек
I	Fe	10	10	10	10	0,08	0,02	0,17	0,3	0,8	0,6
2	Mn	0,002	0,004	0,002	0,008	0,0002	0,0001	0,001	0,001	0,002	0,002
3	Mo	0,002	0,003	X	X	0,005	0,0003	-	-	0,001	0,001
4	Cu	2,00	1,5	10	10	0,06	0,02	0,06	0,008	0,4	0,5
5	Pb	0,3	0,3	0,8	0,5	10	10	0,03	0,003	6,5	1,6
6	Ag	0,002	0,003	0,009	0,006	0,01	0,01	0,001	0,0006	0,008	0,009
7	Sb	0,04	-	-	-	0,03	0,01	-	-	0,02	0,006
8	As	0,04	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-
9	Zn	0,6	0,5	1,2	1,5	2,6	3	10	10	10	10
10	Cd	0,006	0,005	0,01	0,01	0,03	0,03	1,4	1,0	1,5	1,0
II	Ge	-	-	0,0003	0,0001	-	-	0,003	0,001	0,005	0,003
12	Ga	X	X	X	X	0,0003	0,0006	0,007	0,002	0,005	0,002



Фиг. 34. Контакт рудного тела с дайкой. Линия контакта срезает крупный вкрапленник плагиоклаза. Прозр.шлиф. Увелич. 29. При одном николе.



Фиг. 35. Брекчия дайки, сцементированная красным баритом. Полиров. штуп. Нат. вел.



Фиг. 36. Дайка габбро-диабазы пересекается прожилками барита. Прозр.шлиф. Увелич. 56. При одном николе.

ния от рудных скоплений. Вдали от руды порода дайки имеет свежий неизмененный вид и темную окраску. Вблизи рудных тел слабым изменениям иногда подвергнуты и центральные части мощных даек. Габбро-диабазовые дайки чаще и в большей степени подвергаются процессам хлоритизации, а также карбонатизации. В непосредственном контакте с рудными телами сплошь и рядом происходит более или менее интенсивное окварцевание, а местами и серицитизация даек.

Местами дайки изменены настолько глубоко, что обычно темно-зеленая до черного цвета порода превращена в совершенно белую глинистую массу. Такие случаи наблюдались С.В. Казаряном в одной из эксплуатационных выработок. Примечательно, что, по описанию этого автора, изменениям подвергнут только висячий бок дайки, где она соприкасалась с рудным телом. В сторону лежащего же бока дайки, где отсутствовало оруденение, степень изменения ослабевает и дайка постепенно приобретает свежий облик.

В пользу дорудного возраста даек говорит и часто наблюдаемое интенсивное обогащение руды в контактах с ними, экранирующая роль их в процессе оруденения, об этом же говорят, правда, редкие случаи зонального расположения продуктов некоторых стадий минерализации относительно контактов даек.

Имеющиеся на месторождении дайки кислого состава — фельзит-порфиры и ортофиры также являются дорудными образованиями. Такое представление высказывается всеми исследователями для фельзит-порфировой дайки, выходящей на западном фланге месторождения. В лежащем боку этой дайки в обычно безрудных порфиритах отмечается вкрапленное свинцово-цинковое оруденение штольни № 25. Ортофировые дайки восточного фланга месторождения являются заведомо дорудными, так как они древнее дорудных габбро-диабазовых даек. Пересечение ортофировой дайки дайкой габбро-диабазы задокументировано геологом Ахталского рудника Г.А. Шаловасовым в штреке № 20 шт. № 7.

Выше нами указывалось, что Н.М. Чернышов на месторождении выделяет, наряду с дорудными, и послерудные дайки габбро-диабазы. Он приводит два случая пересечения диабазовыми дайками рудных тел.

I) В штреке № 12 (шт. № 16) в интервале 16,0–18,0 м от устья штрека, по его описанию, наблюдается отчетливое пересечение рудного тела № II барито-полиметаллического состава габбро-диабазовой

дайкой. Доказательством этого, по мнению автора, является факт раздробления руды в контакте с дайкой. В то же время вдоль зальбандов дайки наблюдаются тонкие прожилки белого барита, отчетливо пересекающие и рудное тело. В самой дайке примерно в полосе 10–15 см от ее контакта содержатся тонкие сфалерит–галенитовые прожилки, которые, переходя в рудное тело, пересекают его.

Как нам кажется, факты, приведенные автором, не могут свидетельствовать о послерудном возрасте дайки. Некоторое дробление руды в контакте с ней можно объяснить воздействием небольших послерудных подвижек. Наличие же вдоль зальбандов дайки прожилков белого барита, пересекающих рудное тело, и наличие в самой дайке сфалерит–галенитовых прожилков, как можно заметить, скорее говорят о дорудном или хотя бы внутрирудном ее возрасте. Дорудный возраст указанной дайки нами устанавливается по наличию ее ксенолитов в массивном красном барите на горизонте +24 м (шт.16), расположенном несколько выше описываемого участка.

2) Другим примером, подтверждающим, по данным Н.М.Чернышова, послерудный возраст некоторых даек, является дайка габбро-диабазы, вскрытая в интервале 158 м квершлага № 21 (шт. 16). По его описанию, эта дайка пересекает зону интенсивно гидротермально измененных пород, с вкрапленностью и прожилками пирит-халькопиритового состава, и в свою очередь пересекается целой серией мелких полиметаллических и барито-карбонатных прожилков. Аналогичная картина наблюдается и на 284 м того же квершлага.

Наши наблюдения над этими дайками свидетельствуют об обратном. Дорудный возраст дайки, выходящей на 284 м квершлага № 21, не вызывает никаких сомнений. В этой дайке нами обнаружено большое количество гнездообразных скоплений богатой пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовой руды, замещающей дайку. Химический анализ валовой пробы, взятой из этой дайки, показал следующее содержание металлов: Pb – 0,15%, Zn – 1,50%, Cu – 0,12%. Следует подчеркнуть, что именно эта дайка по сравнительно высокому содержанию металлов выделяется среди подобных даек Ахтальского месторождения. Это, вероятно, объясняется небольшой мощностью дайки и сильной ее раздробленностью.

Дайка же, вскрытая в интервале 158 м того же квершлага, ни по условиям залегания, ни по составу не отличается от вышеупомянутой дорудной дайки. О дорудном возрасте ее говорит также гидротермальное изменение вдоль контактов, а также наличие прожилков и вкрапленности пирита.

Вместе с тем, по данным самого же Н.М.Чернышова, габбро-диабазы, отнесенные им к послерудным, по минеральному составу и структурным особенностям очень близки к дорудным жильным образованиям.

Таким образом, приведенные факты убедительным образом свидетельствуют о дорудном возрасте даек Ахтальского месторождения. Установление дорудного возраста даек Ахталы представляет не только научный, но и большой практический интерес, о чем более подробно нами будет сказано ниже.

4. Взаимоотношение габбро-диабазовых даек с кварц-серицитовыми породами

Особо важное генетическое значение имеет выяснение взаимоотношений габбро-диабазовых даек с кварц-серицитовыми породами, возникшими в результате гидротермального метаморфизма рудовмещающих пород Ахтальского месторождения.

Решение этого вопроса, а также установление возрастных соотношений кварц-серицитовых пород с рудными телами приобретает также большое практическое значение, так как метасоматически измененные породы, будучи пространственно тесно связаны с рудными телами, являются важным поисковым признаком.

Кварц-серицитовые породы, именуемые некоторыми исследователями "вторичными кварцитами", широко распространены на Ахтальском месторождении и особенно в его центральной части. Наиболее сильное окварцевание вмещающих пород наблюдается вблизи рудных тел, с удалением от них степень измененности пород убывает. Участки безрудных или слабо оруденелых кварц-серицитовых пород отмечаются в пределах самих рудных тел, где они представляют собой их реликты, не замещенные рудными минералами. Помимо этого, все рудные тела на нижних горизонтах при выклинивании постепенно переходят в кварц-серицитовые породы с пиритовой минерализацией. Кварц-серицитовые породы развиваются также вдоль рудоконтролирующих разрывных нарушений.

По мнению некоторых авторов, образование кварц-серицитовых пород на месторождении резко разобщено во времени от процесса рудоотложения. Такая точка зрения, высказанная А.Г.Казаряном (1963) для Ахтальского месторождения, в дальнейшем была (до некоторой степени в виде постановки вопроса) распространена и на другие колчеданные месторождения Армении (А.Г.Казарян, 1965).

К выводу о значительной разорванности между временем образования "вторичных кварцитов" и рудных тел на Ахтальском месторождении А.Г.Казарян пришел в результате изучения взаимоотношений габбро-диабазовых даек с кварц-серицитовыми породами и с рудными телами. По его данным, габбро-диабазовые дайки на месторождении пересекают кварц-серицитовые породы, а сами пересекаются рудными прожилками. Дорудный возраст габбро-диабазовых даек доказывается достаточно убедительно. Несколько сомнительным представляется утверждение автора, что габбро-диабазовые дайки пересекают вторичные кварциты; конкретных и убедительных доказательств этого положения им не приводится.

Таким образом, А.Г.Казаряном предлагается следующая схема последовательности развития событий: 1) образование "вторичных кварцитов", 2) внедрение габбро-диабазовых даек, 3) рудоотложение.

Согласно этому автору, образование "вторичных кварцитов" обусловлено фумарольно-сульфатной деятельностью, связанной с вулканизмом. Тесную же пространственную связь рудных тел с участками развития кварц-серицитовых пород он объясняет благоприятными физико-механическими свойствами "вторичных кварцитов", легко поддающихся хрупкой деформации. При этом указывается, что гидротермального изменения вмещающих пород в процессе рудоотложения не произошло, так как кварциты не подвергаются гидротермальным изменениям.

Аналогичный взгляд на генезис кварц-серицитовых пород высказал Н.М.Чернышов. Широкое развитие в центральной части Ахтальского рудного поля гидротермально измененных пород, значительная глубина их распространения, наличие целого ряда субвулканических тел и достаточно широкое развитие процессов, близких к пропилитизации, позволили Н.М.Чернышову предполагать, что в отдельных случаях формирование существенно кварцевых, а возможно, и некоторой части других гидротермально измененных пород, связано с вулканической деятельностью.

Такая интерпретация генезиса кварц-серицитовых пород развивает взгляды Н.И.Наковника, согласно которому образование вторичных кварцитов Казахстана генетически связано с проявлением близповерхностного вулканизма. Попытка с этих же позиций объяснять происхождение гидротермально измененных кварц-серицитовых пород Ахтальского месторождения нам кажется не совсем обоснованной. Как указывает сам Н.М.Чернышов, "вторичные кварциты" Ахтальского мес-

торожения отличаются от типичных вторичных кварцитов Казахстана, характеризующихся сравнительно широким развитием высокоглиноземистых минералов (алунита, зуниита, топаза, диаспора и др.). Кроме того, по Н.М.Чернышову, образование существенно кварцевых пород в процессе кислотного выщелачивания кварцевых плагиопорфиров происходило не в близповерхностных условиях, а на значительной глубине.

Очевидно, кварц-серицитовые породы могут образоваться не только в связи с приповерхностным вулканизмом при процессах фумарольно-сульфатарной деятельности, но и в иных геологических условиях. К решению вопроса о происхождении таких образований в каждом отдельном случае необходимо подходить конкретно. Подобная попытка была нами сделана на Ахталыском месторождении. Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют об отсутствии большого разрыва во времени между гидротермальным изменением вмещающих пород и рудоотложением. Согласно нашим наблюдениям, внедрение габбро-диабазовых даек предшествовало как процессам гидротермального изменения, окварцевания рудовмещающих пород, так и процессам рудоотложения. Такое представление основано на данных изучения пространственных соотношений между участками окварцованных пород и габбро-диабазовых даек, а также при детальном визуальном и микроскопическом изучении контактовых взаимоотношений этих образований.

По данным полевых наблюдений, на поверхности и в горных выработках участки гидротермально измененных, кварц-серицитовых пород пространственно тесно связаны с габбро-диабазовыми дайками. Во многих случаях изменения породы бывают приурочены к тем же структурным элементам, что и габбро-диабазовые дайки. Очень часто наиболее интенсивное окварцевание пород наблюдается в приальбандовых частях габбро-диабазовых даек и особенно в местах сопряжения их с контактом кварцевых плагиопорфиров с порфиритами. Эту связь, разумеется, следует рассматривать не как генетическую, а как чисто пространственную или вернее структурную. Участки развития габбро-диабазовых даек, как механически наиболее ослабленные в связи с предрудными подвижками, были наиболее интенсивно раздроблены. Зоны дробления вдоль даек и полости приоткрывания оказались балгоприятными для циркуляции гидротермальных растворов, которые и вызвали окварцевание вмещающих пород, а также частично самих габбро-диабазовых даек.

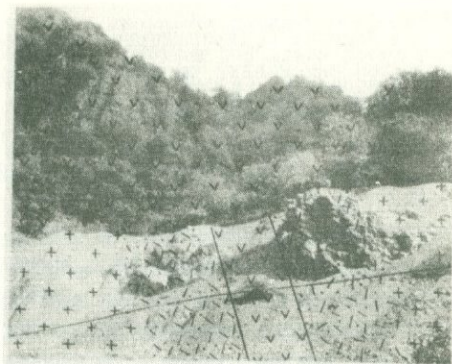
Примеры, подтверждающие сказанное, весьма многочисленны. Наиболее интенсивно окварцованным участком, обнажающимся на поверхности, является район штолен № 3, 19. Измененные породы, будучи более устойчивыми к воздействию поверхностных агентов выветривания, резко выделяются на склоне в виде скал и крупных глыб среди отвалов горных выработок и строго приурочены непосредственно к призальбандовым частям мощной габбро-диабазовой дайки в месте сопряжения ее с контактом кварцевых плагиопорфиров с порфиритами (фиг. 37). Отмеченные интенсивно измененные, сильно окварцованные породы в виде мощной полосы прослеживаются горными выработками дальше на северо-восток параллельно габбро-диабазовой дайке и выходят в ряде штреков, пройденных из штолен № 3 и 29^{2бис}. Так, эта дайка с приуроченной к ней полосой измененных пород выходит на 60 м штрека № 2 шт. № 29^{2бис}. Здесь дайка имеет мощность около пяти метров и с обоих боков она сопровождается сильно окварцованными породами, причем степень окварцевания их с удалением от дайки ослабевает. Окварцованные породы несут убогую прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию. В верхних частях окварцованных пород, под контактом кварцевых плагиопорфиров с порфиритами, залегают рудные тела (№ 2, 3, 4) с богатым полиметаллическим оруденением.

Наиболее наглядно приуроченность кварц-серицитовых пород к зальбандам габбро-диабазовых даек наблюдается в квершлагах № 21 и № 78 шт. № 16. Этими квершлагами на различных интервалах подсечен целый ряд зон гидротермально измененных пород с бедной вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Все эти зоны (фиг. 38, 39, 41, 51) без исключения приурочены к зальбандам маломощных (до 0,5 м) диабазовых даек. С удалением от последних степень изменения пород уменьшается, и они постепенно переходят в совершенно свежие кварцевые плагиопорфиры. Мощность зон окварцованных пород в этих квершлагах не превышает первые метры.

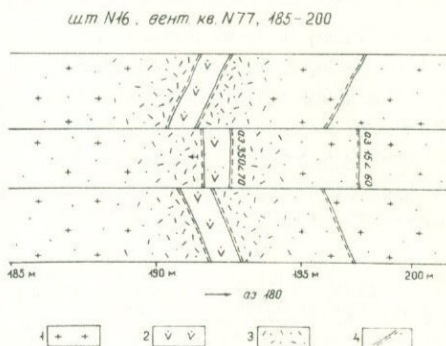
Количество примеров, иллюстрирующих соотношения между габбро-диабазовыми дайками и зонами гидротермально измененных пород, можно было бы значительно увеличить. Однако во многих случаях в горных выработках эти соотношения наблюдаются не столь наглядно, что часто бывает связано с расположением выработок, неблагоприятным для наблюдений.

Таким образом, зоны гидротермально измененных кварц-серицитовых пород пространственно тесно связаны с теми разрывными на-

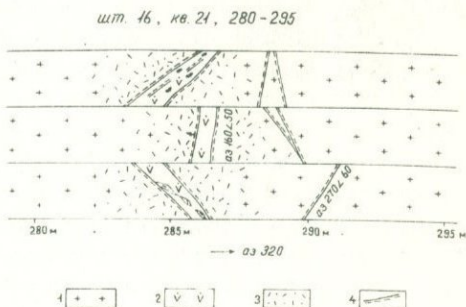
Фиг. 37. Район штолен №23 и 19. Приуроченность кварц-серицитовых пород к участку сопряжения габбро-диабазовой дайки с контактом кварцевых плагиопорфиров с порфиритами.



Фиг. 38. 1 - свежий кварцевый плагиопорфир, 2 - габбро-диабазовая дайка, 3 - кварц-серицитовые породы, 4 - мелкие трещины.



Фиг. 39. 1 - свежий кварцевый плагиопорфир, 2 - габбро-диабазовая дайка, 3 - кварц-серицитовые породы, 4 - мелкие трещины.



рушениями, к которым приурочены габбро-диабазовые дайки. Однако фактов приуроченности этих образований к одним и тем же структурным элементам, очевидно, еще недостаточно для доказательства более раннего возраста габбро-диабазовых даек по отношению к измененным породам. По-видимому, можно допустить и обратное. Можно полагать, что вначале вдоль имеющих тектонических нарушений проявилось гидротермальное изменение пород, затем, через определенное время, эти нарушения подновились и вдоль них внедрились габбро-диабазовые дайки.

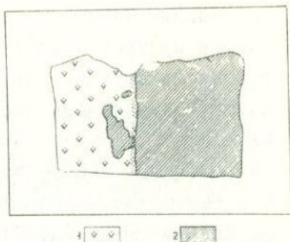
Для выяснения истинных возрастных соотношений нами было проведено детальное полевое и микроскопическое изучение контактов габбро-диабазовых даек с кварц-серицитовыми породами. При этом выяснилось следующее.

В ряде случаев было установлено проникновение кварцевых и кварц-серицитовых прожилков в габбро-диабазовые дайки. Это было отмечено как вблизи рудных тел, так и вдали от них на участках интенсивного окварцевания пород.

Очень наглядно отмеченные соотношения видны на 285 м кв. 2I шт. 16. Здесь вскрыта габбро-диабазовая дайка, которая с обоих боков сопровождается зоной окварцованных пород суммарной мощностью в 3-4 м. При тектонических подвижках сама дайка была раздроблена, по трещинам в ней и в полостях приоткрывания отложился кварц, частично замещающий ее. Описанные соотношения показаны на фиг. 40, представляющей фото данного участка, и на фиг. 41 - зарисовке того же участка. Отчетливо видно, как кварцевая жила пересекает дайку, образуя в ней раздувы и пережимы.

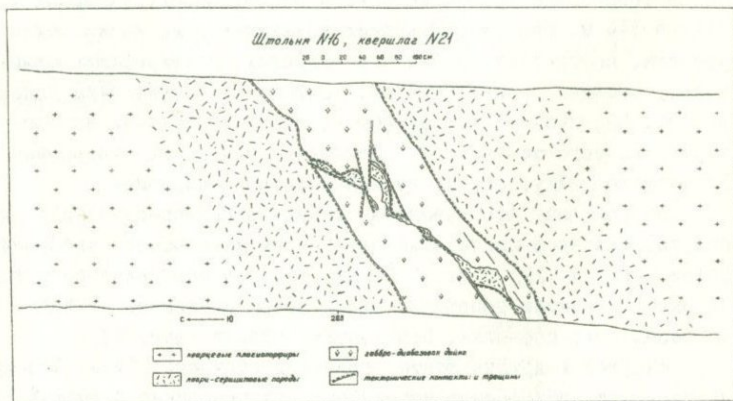
Другой факт проникновения кварца в габбро-диабазовую дайку был установлен в призальбандовой части маломощной габбро-диабазовой дайки на 193 м кв. 2I шт. 16, которая также сопровождается окварцованными породами. Здесь кварц проникает в дайку в виде небольшого прожилка, образующего раздув (фиг. 42).

Имеются и другие факты, свидетельствующие о том, что при рудоотложении происходило интенсивное окварцевание вмещающих пород, в том числе и габбро-диабазовых даек. Особенно наглядно это проявляется в контактах последних с рудными телами. Кварцевые прожилки проникают в дайки, пересекают и корродируют их, причем кварц замещает чаще основную массу породы, а иногда и вкрапленники плагиоклаза. Сплошное окварцевание в дайке на контакте с рудным телом по мере удаления от него постепенно исчезает. Нередко



Фиг. 42. 1-габбро-диабазовая дайка, 2-кварц. Зарисовка штуфа.

Фиг. 40. Деталь участка, изображенного на фиг. 41. Фото стенки выработки.

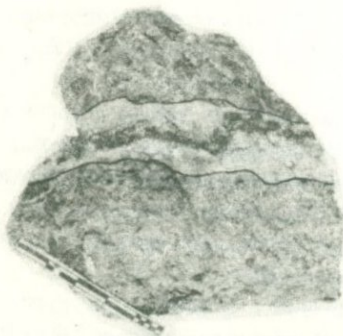


Фиг. 41. Зарисовка стенки выработки.

кварц в дайке присутствует и в виде отдельных неправильных зерен или их скоплений, последние иногда образуют с порфиритом постепенные переходы, чаще же контакты резкие. Иногда от этих контактов отходят тонкие кварцевые прожилки, пересекающие дайку или соединяющие между собой отдельные скопления кварца. Нередко контакт окварцованной породы, так же как и руды с дайкой, срывает флюидалность и отдельные кристаллы в ней.

Окварцевание габбро-диабазовых даек в контакте с рудными телами также свидетельствует о том, что они внедрились до процессов гидротермального изменения вмещающих пород, что оруденение сопровождалось интенсивным их окварцеванием и что гидротермальными растворами наряду с рудой приносилось большое количество SiO_2 .

Убедительные данные о тесной связи окварцевания с процессом оруденения были получены нами в штольне № 28, вскрывшей мощную зону прожилково-вкрапленного оруденения. В зоне оруденения шт. № 28 широко распространены кварц-сульфидные прожилки и небольшие жилы, в которых количество кварца во много раз превалирует над рудными минералами, последние приурочены к центральным частям жил и прожилков (фиг. 43), а около зальбандов отмечается интенсивное окварцевание вмещающих пород.



Фиг. 43. Кварц-сульфидный прожилок в окварцованных порфиритах. Штуф.

Микроскопическое изучение прожилков показало, что кварц и рудные минералы часто замещают друг друга. По-видимому, они очень близки по времени своего отложения.

Приведенные нами данные не отрицают того, что процессы гидротермального изменения и окварцевания вмещающих пород могли

несколько опережать рудоотложение. Однако нам представляется, что этот разрыв не был сколько-нибудь значительным.

Вместе с тем не исключается, что определенные, относительно небольшие изменения вмещающих пород могли все же произойти еще задолго до рудоотложения и внедрения габбро-диабазовых даек, в период вулканической деятельности.

Таким образом, анализ всего изложенного материала свидетельствует о том, что процессы гидротермального изменения и окварцевания вмещающих пород тесно связаны с рудоотложением, а внедрение габбро-диабазовых даек предшествовало этим процессам. Все эти образования часто приурочены к одним и тем же структурным элементам. Поэтому в ряде случаев габбро-диабазовые дайки, сопровождающиеся гидротермально измененными окварцованными породами, могут служить в качестве важного признака при поисково-разведочных работах.

5. Факторы, контролирующие локализацию оруденения

а. Роль литологических и физико-механических свойств горных пород

В локализации оруденения на Ахтальском месторождении наряду с тектоникой большую роль играли литологические факторы, т.е. особенности химического состава пород и их физико-механические свойства.

Как уже было отмечено, все наиболее важные рудные тела приурочены к кислым породам кварц-плагиопорфировой серии. Правда, иногда оруденение проникает по ослабленным зонам в вышележащие порфириты, но эти породы значительно менее благоприятны для локализации оруденения и, по общему признанию, играли роль непроницаемого экрана для рудоносных растворов.

Существенное различие имеется и в морфологии рудных тел, залегающих в кварцевых плагиопорфирах и порфиритах. В кварцевых плагиопорфирах в основном развиты линзообразные, штокообразные (гнездообразные) и лентообразные тела. В порфиритах оруденение представлено небольшими жилами и прожилками, а также зонами проково-вкрапленной минерализации. Эти особенности обусловлены различиями в химическом составе и физико-механических свойствах пород. Кислые породы кварц-плагиопорфировой серии и их туфобрекчии ле-

подвергаются воздействию гидротермальных растворов и замещению рудными минералами. Порфириты дебедской свиты среднего либо основного состава трудно поддаются метасоматическим процессам.

Кроме различий в химизме кварцевых плагиопорфиров и порфири-тов, эти породы значительно отличаются и по некоторым физико-механическим свойствам. Особое значение имеют упругие свойства этих разновидностей пород. Так, кварцевые плагиопорфиры проявляют большую способность к хрупкой деформации и при воздействии тектонических напряжений легко поддаются дроблению, что значительно облегчает их замещение рудой. Порфириты, наоборот, более вязки и менее способны к хрупкой деформации. При воздействии тектонических усилий они труднее подвергаются дроблению и в них возникают лишь отдельные трещины. Это обстоятельство, вместе с химической инертностью порфири-тов, затрудняет развитие в них метасоматических процессов. Поэтому в порфиритах чаще всего развивается оруденение жильного типа.

Различия в упругих свойствах кварцевых плагиопорфиров и порфири-тов хорошо выявляются непосредственно в забоях горных выработок, где эти породы приведены в тектонический контакт по плоскостям дизъюнктивных нарушений. В таких случаях кварцевые плагиопорфиры обычно очень сильно раздроблены и перематы, а порфириты полностью сохраняют свой первоначальный массивный и плотный облик.

Лабораторными исследованиями упругих свойств пород, вмещающих колчеданные месторождения Армении, занимался С.У.Вартанян (1962, 1966). По данным этого автора, модуль упругости порфири-тов Ахтальского месторождения равен $6,49 \cdot 10^5$ кг/см², кварцевых плагиопорфи-ров - $4,47 \cdot 10^5$ кг/см². Коэффициент Пуассона у порфири-тов равен 0,29, у кварцевых плагиопорфи-ров - 0,22, т.е. порфириты являются более пластичными, чем кварцевые плагиопорфиры.

Интенсивно измененные, окварцованные плагиопорфиры выделяются своими весьма низкими показателями упругих и прочностных свойств: (модуль Юнга $3,14 \cdot 10^5$ кг/см², коэффициент Пуассона 0,19, предел прочности - 820 кг/см²).

Многие исследователи считают, что на Ахтальском месторождении важную роль в локализации оруденения играла различная пористость вмещающих пород.

Нами были проведены лабораторные исследования по определению эффективной пористости, так как она в некоторой мере характеризует степень проницаемости пород и представляет наибольший интерес для понимания условий локализации оруденения.

Взятие проб и лабораторные исследования проводились в соответствии с методикой, разработанной группой геологов ИГЕМ АН СССР — В.В.Залесским, Б.П.Беликовым, Ю.А.Розановым, Е.А.Саниной, И.П.Тимченко и др.

Пробы отбирались в основном в подземных горных выработках на участках, наиболее удаленных от тектонических нарушений. Места их взятия привязывались к маркшейдерской основе, давалось макроскопическое описание породы и геологическая характеристика обнажения (забоя или стенки выработки). В дальнейшем отобранные образцы изучались под микроскопом.

Образцы брались размером примерно со спичечную коробку и алмазной пилой распиливались на две части — на основную и контрольную пробы. Острые углы и ребра притуплялись на шлифовальном круге. Всушивание образцов производилось в сушильном шкафу в течение 2 суток при температуре 115–130°. Образцы замачивались постепенно (в течение 2–3 часов). Насыщение водой происходило в пластмассовой ванночке в течение 45 суток. Образцы взвешивались на I, 3, 5, 10, 15, 20, 30, 45-е сутки после замачивания на технических весах с точностью до 10 миллиграмм. После каждого взвешивания подсчитывался процент водонасыщения образцов.

Данные заносились в журнал в следующем порядке.

№ п/п	№ проб	Вес сухо- го образ- ца	Н а с ы щ е н и е					
			I-е сутки		3-е сутки		5-е сутки и т.д.	
			вес насыщ. обр.	водона- сыщен. в %	вес насыщ. обр.	водона- сыщен. в %	вес насыщ. обр.	водона- сыщен. в %

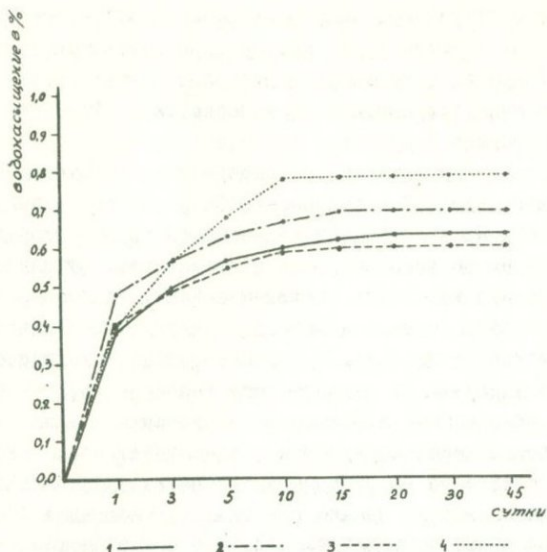
Полное водонасыщение образцов произошло на 10–15-е сутки. На фиг. 44 приводятся кривые водонасыщения разных групп пород.

Эффективная пористость рассчитывалась по формуле:

Эффективная пористость = водонасыщение в % (среднее) умноженное на объемный вес (средний).

Для определения объемного веса насыщенный образец с приспособлением (тонкая проволочка) взвешивался в дистиллированной воде. Объемный вес рассчитывался по формуле:

$$\text{Объемный вес} = \frac{\text{вес сухого образца} - \text{потеря в весе}}{\text{вес воды}}$$



Фиг. 44. Кривые водонасыщения пород. 1—свежий кварцевый плагиопорфир, 2—измененный кварцевый плагиопорфир, 3—порфирит, 4—габбро-диабазовая дайка.

(потеря в весе = вес насыщенного образца минус вес образца в жидкости без приспособления).

Определение эффективной пористости производилось для тех разновидностей пород, которые в той или иной мере оказали влияние на процессы рудоотложения, в том числе для кварцевых плагиопорфиров и их гидротермально измененных окварцованных разностей, а также для порфиров и дорудных жильных габбро-диабазов^{х)}.

Полученные данные для основных и контрольных проб совпадали полностью и только для некоторых из них разность определений для основных и контрольных проб составляла от 2 до 5 сотых, что свидетельствует о высокой точности полученных данных. У свежих, неизмененных кварцевых плагиопорфиров эффективная пористость колеблется в пределах от 1,33 до 1,99 и в среднем равна 1,69.

Величина эффективной пористости гидротермально измененных, окварцованных разностей кварцевых плагиопорфиров варьирует от 1,46 до 2,84, а в среднем составляет 2,10.

х) Определить эффективную пористость "туфобрекчий" кварцевых плагиопорфиров, наиболее благоприятных для рудоотложения, к сожалению, не удалось вследствие их хрупкости и рыхлости. При смачивании эти породы частично разрушались в воде, что приводило к значительному искажению данных, и ими оперировать было невозможно. Несомненно, однако, что эти породы обладают очень большой пористостью.

Порфириты имеют наименьшую величину эффективной пористости, которая колеблется от 1,39 до 1,88, а в среднем равняется 1,60.

Эффективная пористость дорудных габбро-диабазовых даек оказалась значительно выше ожидаемой. Она колеблется от 1,38 до 3,05, в среднем составляя 2,15.

Близкие к приведенным числовые характеристики эффективной пористости пород получены С.У.Вартаняном (1966). По его данным, порфириты и неизмененные кварцевые плагиопорфиры характеризуются минимальными показателями водонасыщения и пористости. Эффективная пористость порфиритов равна 1,50, свежих кварцевых плагиопорфиров — 1,09. Эффективная пористость измененных, окварцованных плагиопорфиров вблизи рудного тела 1,73, а у некоторых разновидностей измененных пород в удалении от рудного тела достигает 4,26 — 4,62.

Как видно из сказанного, эффективная пористость свежих кварцевых плагиопорфиров и порфиритов почти одинакова. Несколько выше эффективная пористость гидротермально измененных окварцованных кварцевых плагиопорфиров. Однако эта разница небольшая (0,50), и она, очевидно, не могла играть решающей роли при рудоотложении. Более значительную роль в рудоотложении играли высокопористые пирокластические разности кварцевых плагиопорфиров, к которым преимущественно бывает приурочено оруденение, а также различия химических составов и упругих свойств плагиопорфиров (и их измененных разностей) и порфиритов.

б. Роль тектонических факторов в локализации оруденения

Рудоконтролирующие структуры Ахтальского месторождения по их роли в процессе рудоотложения можно подразделить на рудоподводящие и рудовмещающие. По общему признанию, рудовмещающей структурой на месторождении является зона дробления и рассланцевания, проходящая по контакту между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами. Полости приоткрывания, дробления и расслоения пород, возникшие в результате неоднократных тектонических подвижек по этому контакту, и вышележащие экранирующие порфириты дебедской свиты определили благоприятные условия для развития процессов рудоотложения.

Такие благоприятные условия существовали почти по всему контакту, по крайней мере, в пределах центральной части месторождения. Однако, как известно, не на всем протяжении контакт является рудо-

носным. Рудные тела располагаются на определенных его участках, где имеются рудоподводящие дизъюнктивные нарушения.

Выявление рудоподводящих нарушений имеет первостепенное значение для правильного направления дальнейших геолого-поисковых работ. Ряд исследователей Ахтальского месторождения принимает, что рудоподводящими являются широко распространенные на месторождении крутопадающие разрывные нарушения северо-восточного близмеридионального направления. Другие же считают эти нарушения после-рудными, смещающими рудные тела. М.Л.Лачинян считает рудоподводящими системы мелких трещин в кварцевых плагиопорфирах. Эта разноречивость мнений и практика поисково-разведочных работ на месторождении показывает, что чрезвычайно важный вопрос о рудоконтролирующих структурах далек от своего решения. Это сильно мешает правильной организации поисков в пределах Ахтальского рудного поля.

В результате детальных исследований нами получены некоторые новые данные, позволяющие уточнить и в какой-то степени дополнить эти представления. Наши данные в основном подтверждают взгляды исследователей, считающих, что рудоконтролирующими являются нарушения близмеридионального направления. В то же время выяснилось, что непосредственно в локализации рудных тел главная роль принадлежит не этим нарушениям, а оперяющей их диагональной системе трещин второго порядка, игравших роль рудоподводящих и рудораспределяющих каналов. Поэтому рудные тела приурочены к главным близмеридиональным нарушениям не на всем их протяжении, а лишь на тех участках, где они сопровождаются оперяющими трещинами.

Оперяющая система трещин ориентирована косо по отношению к главным близмеридиональным нарушениям. Она имеет восток-северо-восточное (до близширотного) простирание (азимут простирания $50-60^{\circ}$, падение на юго-восток $70-75^{\circ}$). В большинстве случаев эти трещины вмещают дайки габбро-диабазы, иногда дайки встречаются и в главных нарушениях. Оперяющие трещины, как и главные нарушения, пережили длительную историю развития. Они возникли в результате движений блоков пород вдоль главных нарушений. В предрудный этап вдоль этих нарушений проявились сколовые движения, о чем свидетельствуют сорванные контакты выполняющих их габбро-диабазовых даек, тектоническая глинка вдоль их зальбандов, дробление даек и вмещающих пород, особенно интенсивно проявившееся на верхних горизонтах месторождения.

Возникшие вдоль даек раздробление пород и полости приоткрывания служили путями для циркуляции рудоносных растворов, которые

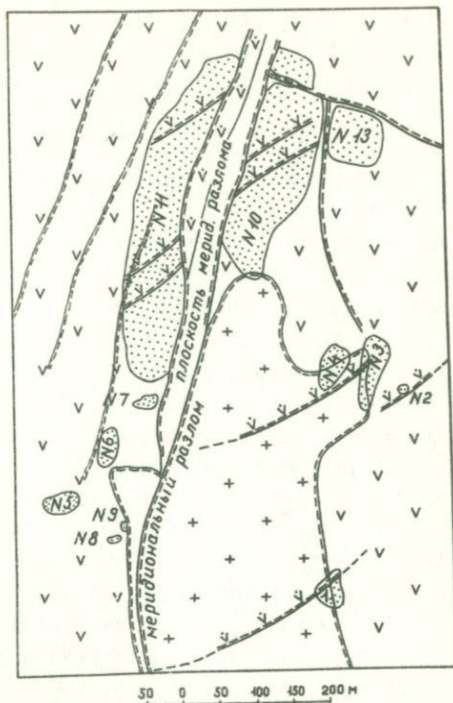
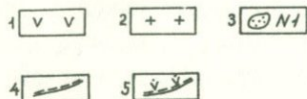
отлагали свой полезный груз при достижении благоприятной среды — межформационной зоны дробления и рассланцевания между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами. В этих условиях плоскости главных нарушений и особенно мощная тектоническая глинка, развитая вдоль них, как и порфириты, экранировали оруденение. Этим, очевидно, и объясняется пространственная приуроченность многих рудных тел к крутым разломам и их тупое выклинивание у нарушений.

Кроме неодинаковой интенсивности движений, главные и оперяющие их диагональные северо-восточные нарушения различаются по морфологии и выполнению. Главные нарушения часто содержат мощную тектоническую глинку и пересекают толщу экранирующих оруденение порфиритов, что неблагоприятно для рудоотложения. В оперяющих же диагональных трещинах тектоническая глинка обычно отсутствует, а сами они не пересекают толщу порфиритов, а упираются в них.

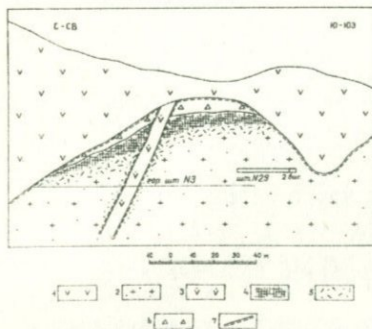
Наиболее благоприятные условия для рудоотложения создавались в местах сопряжения диагональных, северо-восточных трещин с главными близмеридиональными нарушениями при наличии экранирующих порфиритов. К таким участкам приурочены наиболее крупные рудные тела № № IО и II (фиг. 45). Благоприятными для рудоотложения были участки сопряжения северо-восточных трещин с контактом кварцевых плагиопорфиров с порфиритами и при значительном удалении от главных близмеридиональных нарушений. Наличие же крупных близмеридиональных нарушений является благоприятным, но отнюдь не обязательным условием для локализации рудных тел, так что северо-восточные трещины в сочетании с контактом (кварцевых плагиопорфиров и порфиритов) в пределах месторождения могут представлять собой самостоятельные рудоконтролирующие структуры и служить в качестве самостоятельного поискового критерия. В подтверждение этого можно привести ряд примеров, когда рудные тела, значительно удаленные от близмеридиональных нарушений, контролируются лишь северо-восточными трещинами в сочетании с контактом. Так, рудные тела № I и № 2 удалены от Меридионального нарушения примерно на 300 м, а рудные тела № 3 и № 4 — соответственно на 250 и 200 м. В то же время все они контролируются северо-восточными трещинами II порядка, вмещающими габбро-диабазовые дайки (фиг. 45).

Имеется целый ряд фактов, показывающих, что северо-восточные трещины второго порядка, вмещающие дайки габбро-диабазы, играют основную роль в локализации рудных тел. Наиболее важным фактом является приуроченность многих рудных тел к участкам сопряжения указанных нарушений с зоной тектонического контакта кварцевых плагио-

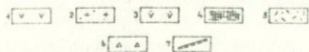
Фиг. 45. Схематический план расположения рудных тел относительно Меридионального разлома и оперяющих его трещин. 1-порфиры, 2- кварцевые плагиопорфиры, 3-рудные тела, 4-тектонические контакты и нарушения, 5-оперяющие трещины, заполненные габбро-диабазовыми дайками.



Разрез по линии N3



Фиг. 46. 1-порфиры, 2-кварц-серицитовые породы, 3-габбро-диабазовая дайка, 4-массивная полиметаллическая руда, 5-прожилково-вкрапленная руда, 6-барит, 7-тектонические контакты.



порфиров и порфиритов. При этом рудные тела локализуются как вблизи, так и вдали от главных нарушений (фиг. 45).

Примерами подобных соотношений являются следующие рудные тела.

1/ Рудное тело № I. Расположено в ЮВ части центрального участка месторождения на левом склоне ущелья р.Назик. Оно полностью отработано в 1952 г., а вскрывавшие его выработки в настоящее время завалены и недоступны для осмотра. Судя по описанию, рудное тело залегает вдоль обоих залъбандов габбро-диабазовой дайки близширотного простираения в месте сопряжения ее с "контактом". Часть рудного тела, расположенная висячем боку дайки, превосходила по размеру часть, находившуюся в ее лежащем боку. Эта дайка была подсечена на горизонтах - 4, - 6, - 8, - 13 шт. № I2 и в восстающем № I, соединяющем шт. № I4 со штольной № I2.

Согласно нашим наблюдениям, дайка, с которой пространственно связано рудное тело № I, обнажается на обочине дороги, возле нового здания дома культуры Ахталского рудника, и протягивается выше по левому склону р.Назик мимо здания АТС на северо-восток. Далее она скрывается под отвалом штолен № I3 и 24.

2/ Рудное тело № 2, имевшее небольшие размеры и гнездообразную форму, было вскрыто штреком № 25 шт. № 3 и также полностью отработано. Согласно литературным данным, оно залегало на участке сопряжения габбро-диабазовой дайки с контактом между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами. Висячий бок его ограничивался этим контактом, а лежащий - габбро-диабазовой дайкой.

3/ Положение рудных тел № № 3 и 4 контролируется мощной дайкой габбро-диабазы северо-восточного простираения (фиг. 45,46). На поверхности эта дайка обнажается за зданием геологической службы рудника и протягивается в северо-восточном направлении до устья шт. № 3. Далее она прослежена многочисленными горными выработками, пройденными из штолен № № 3, 29^{Iбис}, 29^{2бис}. Как на поверхности, так и в горных выработках дайка сопровождается мощной зоной гидротермально измененных кварц-серицитовых пород.

Интересно отметить, что вблизи всех этих рудных тел каких-либо более или менее крупных дизъюнктивных нарушений не имеется.

4/ Небольшие рудные тела № № 5, 6, 7, а также 8 и 9 залегают южнее рудного тела № II и, по-видимому, их можно рассматривать как продолжение последнего. В связи с этим они отдельно не рассматриваются.

5/ Рудное тело № IO - одно из крупнейших на месторождении.

Оно залегает в лежащем боку крупного Меридионального разлома (фиг. 45) и вытянуто вдоль него на протяжении около 300 м.

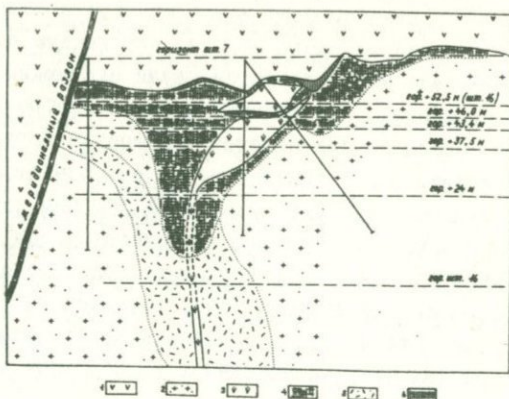
Рудное тело контролируется двумя оперяющимися Меридиональный разлом нарушениями, залеченными мощными габбро-диабазовыми дайками, и с запада ограничивается плоскостью дорудного Меридионального нарушения. Эти дайки подсечены стволом шт. № 16 в интервале между кваршлагом № 12 и восстающим № 12. Они встречены также на горизонте шт. № 7, где залегают в самом рудном теле. Здесь дайки очень сильно изменены гидротермально, расслаиваются и разбиты на отдельные блоки, промежутки между которыми заполнены полиметаллической рудой. Эти же дайки подсечены восстающим № 12, а также многочисленными эксплуатационными выработками выше и ниже уровня шт. № 7.

Сочетание экранирующих элементов — крутопадающего меридионального разлома (с приуроченной к нему тектонической глиной) с полого падающим тектоническим контактом между плагиопорфирами и порфиритами обусловило наличие благоприятной рудной ловушки. Рудоносные растворы подводились к этой ловушке по рудоподводящим каналам — оперяющим Меридиональный разлом трещинам северо-восточного простирания, заполненным габбро-диабазовыми дайками.

Сказанное очень наглядно подтверждается фиг. 47, иллюстрирующей поперечный разрез по рудному телу № 10. Разрез составлен рудничными геологами на основании данных детальной документации и опробования горных выработок многочисленных разведочных и эксплуатационных горизонтов. Нами он приводится без всяких изменений.

Из разреза видно, что руда расположена симметрично вдоль обоих залбандов габбро-диабазовой дайки. На нижних горизонтах вдоль дайки развито небогатое прожилково-вкрапленное оруденение, сопровождающееся интенсивным гидротермальным изменением — окварцеванием вмещающих пород. Выше (ближе к контакту плагиопорфиров с порфиритами) прожилково-вкрапленное оруденение переходит в массивную полиметаллическую руду. Рудное тело тупо ограничивается плоскостью Меридионального разлома, экранировавшего рудоносные растворы. На нижних горизонтах вдоль Меридионального разлома отсутствуют как прожилково-вкрапленное оруденение, так и интенсивное изменение вмещающих пород.

6/ Рудное тело № II залегает в висячем сброшенном крыле Меридионального разлома симметрично рудному телу № 10 (фиг. 45). Это — самое крупное из известных на месторождении рудных тел. Оно



Фиг. 47. 1-порфиры, 2-кварц-серицитовые породы, 3-дайки габбро-диабазы, 4-массивная полиметаллическая руда, 5-прожилково-вкрапленная руда, 6-барит.

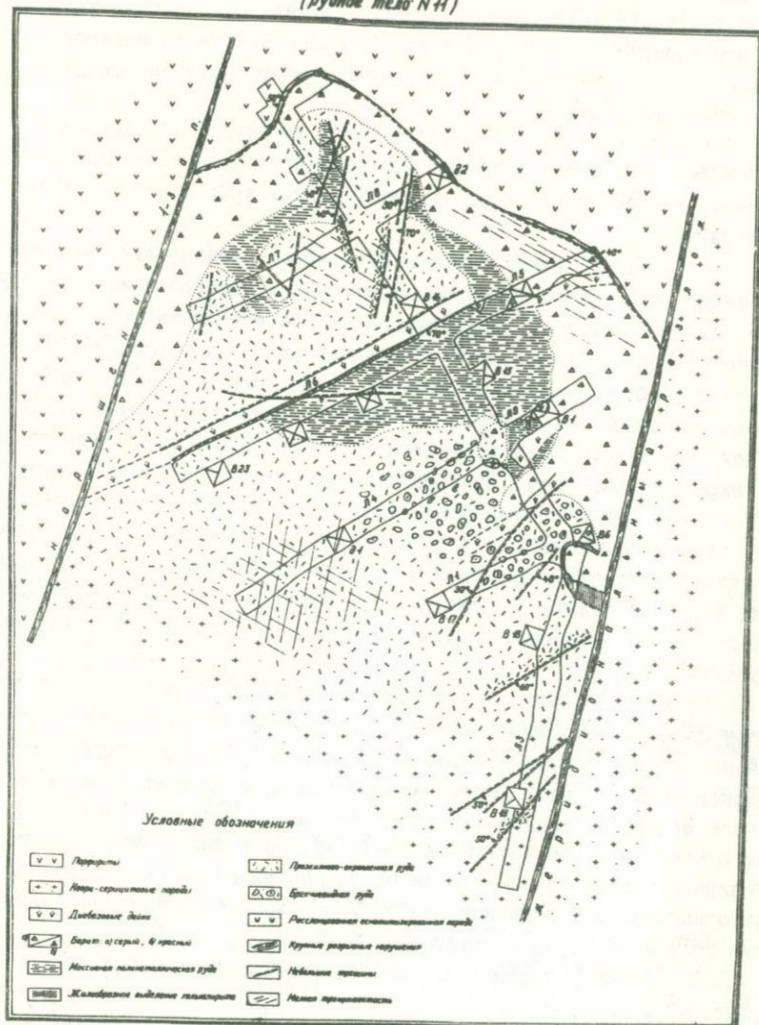
вытянуто лентообразно вдоль Меридионального разлома на протяжении более 500 м при ширине в 30–40 м и мощности в 10–25 м. По простиранию оно ограничивается двумя крутопадающими и параллельными разломами – Меридиональным и Первым западным (фиг. 48) близ меридионального простирания. Висячий бок его определяют экранирующие порфиры, а по падению и со стороны лежащего бока оруденение постепенно выклинивается.

Рудное тело также контролируется рядом оперяющих Меридиональный разлом трещин северо-восточного направления, заполненных габбро-диабазовыми дайками. Особенно наглядно это видно на хорошо разведанных горными выработками участках. В районе штрека № 12 шт. 16 к Меридиональному разлому примыкают две такие дайки. Другая дайка подсечена скважиной ниже горизонта шт. № 16.

7/ Относительно рудного тела № 13 в нашем распоряжении нет достоверных данных. Однако на основании документации и рассмотрения погоризонтных планов можно сделать вывод, что рудное тело № 13 залегает на продолжении рудоподводящих нарушений, контролирующих и положение рудного тела № 10 (фиг. 45).

Из изложенного видно, что почти все известные на месторожде-

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ГОРИЗОНТА +8.5М шт.№6
(рудное тело №4)



Фиг. 48

нии рудные тела локализируются на участках, характеризующихся благоприятным сочетанием габбро-диабазовых даек с контактом кварцевых плагионорфиров с порфиритами. Особенно же благоприятными являются участки сопряжения этих структур с крупными близмеридиональными нарушениями.

Следует отметить, что случаи контроля оруденения диабазовыми дайками были ранее описаны С.В.Казаряном и В.С.Балицким, указавшими на возможность использования даек в качестве поискового критерия.

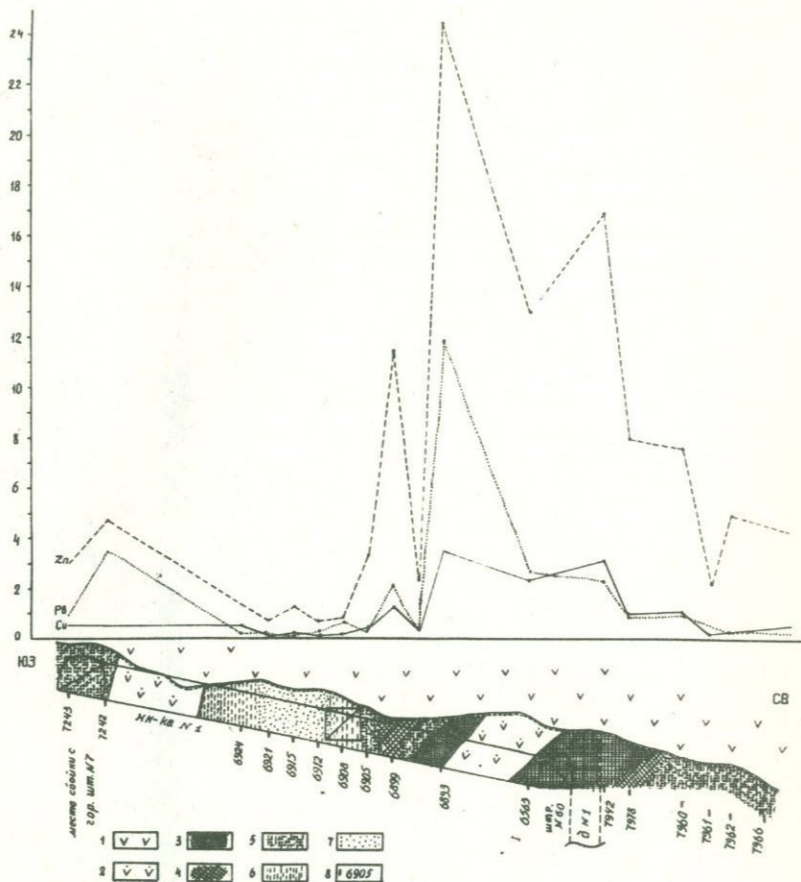
Другим не менее характерным фактом, указывающим на существенную роль северо-восточных нарушений в распределении оруденения, являются часто наблюдаемые на многих эксплуатационных горизонтах случаи значительного обогащения руд в непосредственном контакте с габбро-диабазовыми дайками, выполняющими эти нарушения. По данным наших наблюдений, обогащенные зоны проявляются как в лещах, так и в висячем боку даек, что невозможно объяснить лишь их экранирующей ролью. Этот факт также свидетельствует о циркуляции рудоносных растворов вдоль зальбандов габбро-диабазовых даек.

Для иллюстрации сказанного на фиг. 49, 50 приведены разрезы, составленные вкрест простиранья габбро-диабазовых даек, залегающих в рудных телах, и приводятся данные бороздового опробования на содержание металлов в руде, взятые с погоризонтных планов опробования рудника.

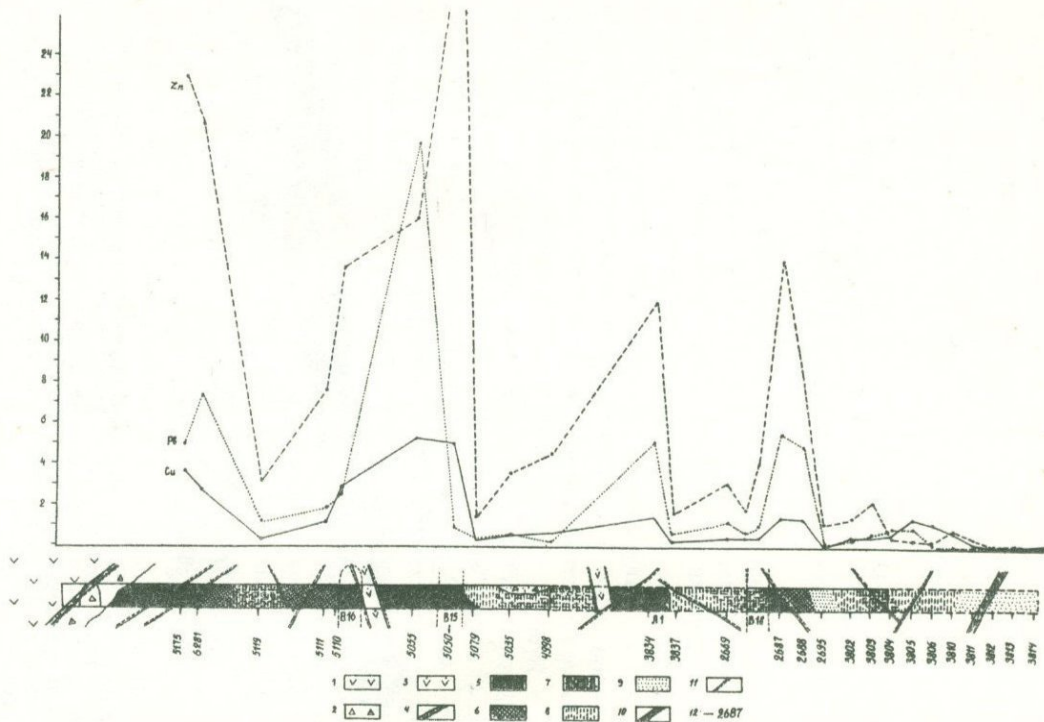
Большой интерес представляет поперечный разрез по рудному телу № II, изображенный на фиг. 50. На нем отчетливо видно, что самые богатые рудные участки приурочены к призальбандовым частям даек габбро-диабаз. Некоторое обогащение наблюдается также вдоль более мелких тектонических швов. Породы, примыкающие непосредственно к крупному Меридиональному разлому, совершенно лишены рудной минерализации. Если бы указанный разлом выполнял роль рудоподводящего канала, то вдоль него наблюдалось хотя бы некоторое повышение содержания рудных минералов.

Аналогичная картина видна и на разрезе по рудному телу № IO (фиг. 47).

Эти данные лишний раз подтверждают высказанное нами предположение, что непосредственно в распределении рудной минерализации на месторождении важнейшую роль играют не крупные дизъюнктивные нарушения, а оперяющие их системы разрывов и, в частности, трещины северо-восточного направления, залеченные жильными габбро-



Фиг. 49. Диаграмма, иллюстрирующая зависимость распределения рудной минерализации от структурных элементов участка. Отмечается интенсивное обогащение руды вдоль зальбандов габбро-диабазовой дайки. 1- порфириты, 2- дайка габбро-диабазы, содержание суммы металлов в руде (Pb + Zn + Cu), 3- выше 15%, 4- 10 - 15%, 5- 2,5-10%, 6- 1,5- 2,5%, 7- менее 1,5%, 8- места взятия проб.



Фиг. 50. I-порфиры, 2-барит, 3-дайки габбро-диабаз, 4-гематитизированная тектоническая глина. Содержание суммы металлов ($Zn + Pb + Cu$): 5-выше 15%, 6- 10-15%, 7- 2,5-10%, 8- 1,5-2,5%, 9-менее 1,5%, 10- Меридиональный разлом, II-мелкая трещиноватость, I2-места взятия проб.

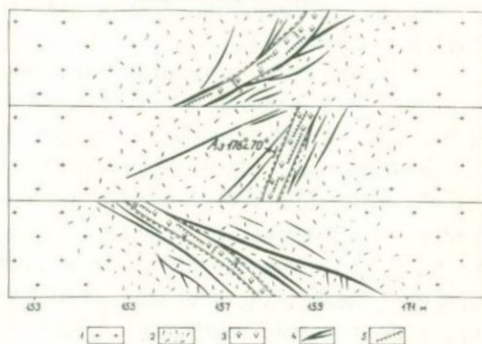
диабазами.

Случаи контроля полиметаллического оруденения северо-восточными близширотными нарушениями, заполненными габбро-диабазами, отмечаются в кваршлаг № 21, пройденном из штольни № 16. Здесь, среди кварцевых плагипорфиров, прослеживается несколько зон гидротермально измененных окварцованных пород с прожилково-вкрапленным и жильным полиметаллическим оруденением.

Все эти зоны развиты исключительно вдоль маломощных (до 0,5 м) габбро-диабазовых даек северо-восточного, близширотного направления (фиг. 37, 38, 39). Оруденение проявлено как по разрывам, проходящим вдоль зальбандов даек, так и по трещинам, сопряженным с этими разрывами (фиг. 51).

Кваршлаг 21, 653-173 м

Фиг. 51. 1-свежие кварцевые плагипорфиры, 2-кварц-серицитовые породы, 3-габбро-диабазовая дайка, 4-сульфидная руда, 5-карбонатные прожилки.



Из изложенного следует, что поисковые работы на месторождении должны направляться не вдоль главных близмеридиональных нарушений, а вдоль оперяющих их трещин северо-восточного (близширотного) простирания. Выявление этих трещин значительно облегчается тем, что к ним, как правило, бывают приурочены жильные габбро-диабазы.

Нам представляется, что переоценка значения крупных близмеридиональных нарушений в локализации оруденения является одной из основных причин затруднений Ахтальского рудника при организации поисков новых слепых рудных тел.

6. Формы, строение, условия залегания рудных тел и некоторые вопросы зональности оруденения

Установление формы, строения, условий залегания и размеров

рудных тел имеет первостепенное значение при изучении любого месторождения. Эти данные кладутся в основу разведочных работ и подсчета запасов месторождения.

Благодаря детальной разведанности и многолетней эксплуатации Ахтальского месторождения вопросы формы, строения и условий залегания рудных тел к настоящему времени в значительной степени выяснены.

Рудные тела Ахтальского месторождения чаще всего называются линзами. Однако, как отмечали и другие исследователи (Н.М.Чернышов, 1962), скорее они имеют лентообразную, штокообразную, гнездообразную форму, либо форму плоских, чечевицеобразных линз.

В табл. I3 нами приведены некоторые данные, характеризующие размеры и элементы залегания рудных тел, заимствованные из работы М.Л.Лачиняна.

Формы, строение и условия залегания рудных тел Ахтальского месторождения находятся в прямой зависимости от рудоконтролирующих структур и литологических свойств (химического состава и физико-механических свойств) рудовмещающих пород. Все рудные тела залегают в краевых частях купола кварцевых плагиопорфиров, в контакте их с экранирующими порфиритами, и контролируются крутопадающими дизъюнктивными нарушениями. По данным прежних исследователей и личным наблюдениям, наиболее типичный разрез рудных тел Ахтальского месторождения может быть представлен так.

С всякого бока рудных тел непосредственно (или через тектоническую глинку) под экранирующими порфиритами залегает мелкокристаллический, плотный серый или красный барит, который в виде шляпы прикрывает рудные тела (фиг. 5). Мощность баритового покрова колеблется в пределах 1-3 м, а иногда доходит до 10-15 м. Нередко барит над рудными телами вовсе отсутствует, некоторые же рудные тела (№ 8 и № 9) представлены исключительно баритом. Местами над баритом залегает прослой почковидного пирита.

Под баритом, а там, где он отсутствует, непосредственно под порфиритами, залегает массивная полиметаллическая руда мощностью 1-3 м. Ниже массивная руда постепенно переходит в прожилково-вкрапленные руды, которые затем сменяются убогими вкрапленными рудами или измененными пиритизированными существенно кварцевыми и кварцсерицитовыми породами.

Контакты между баритом и залегающей ниже массивной сульфидной рудой чаще извилистые, но резкие (иногда через тончайший прослой глинки притирания), а иногда и постепенные. Контакты между

Размеры и элементы залегания рудных тел

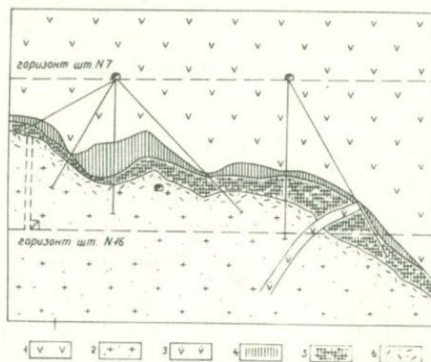
№ № рудных тел	Размеры рудных тел в м			Элементы залегания	
	по простиранию	по падению	мощность	азимут падения	угол падения
I	45	45	15-35	12°	38°
2	10	10	10	0°	80°
3	25	110	10-15	10°	20°
4	30	60	15-20	8°	12°
5	35	30	5,0	312°	11°
6	60	25	4,0	310°	16°
7	10	10	4,0	55°	15-20°
8	5	20	1,5	125°	16°
9	10	20	7	75°	10°
10	95	350	5-15	20°	55°
11	75	500	5-20	15°	35°

сплошными, прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами обычно постепенные.

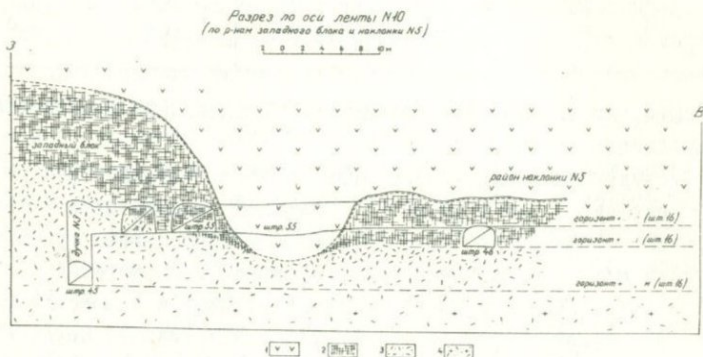
Висячий бок рудных тел всегда образует четкий и резкий контакт с экранирующими порфиритами. Верхняя граница рудных тел волнообразная, извилистая, соответственно с морфологией контактовой плоскости между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами. Она характеризуется наличием многочисленных куполов и депрессий разных порядков, различным образом влияющих на локализацию оруденения.

Лентообразная форма некоторых рудных тел (фиг.52) обусловлена вытянутостью их вдоль дорудных крутопадающих дизъюнктивных нарушений, ограничивающих оруденение. Рудные тела плотно примыкают к ним и тупо заканчиваются. Так, рудное тело № 10 по простиранию с запада ограничивается Меридиональным нарушением, а с востока - Первым восточным нарушением. Рудное тело № 11 протягивается вдоль Меридионального нарушения на 500 м при ширине в 75 м. С запада оно ограничивается Первым западным нарушением.

При отсутствии дорудных ограничивающих нарушений рудные тела образуют более или менее постепенные переходы во вмещающие породы.



Фиг. 52. Разрез по падению рудного тела № II. 1- порфириты, 2- кварцевые плагиопорфиры, 3- габбро - диабазовая дайка, 4- барит, 5- массивная полиметаллическая руда, 6- прожилково-вкрапленная руда.



Фиг. 53. 1- порфириты, 2- массивная полиметаллическая руда, 3- прожилково-вкрапленная руда, 4- измененные породы. По Г.А.Шаловасову.

Рудные тела имеют сложное внутреннее строение (фиг. 48). Богатые участки сплошных массивных руд чередуются убогими рудами, что обусловлено особенностями рудоконтролирующих структур и степенью трещиноватости рудовмещающих пород.

Интенсивность минерализации увеличивается на куполообразных участках контакта, а на участках депрессий руды становятся, как правило, убогими (фиг. 53). Таким образом, куполовидные вздутия контакта являются благоприятными рудными ловушками.

Часто обогащение руд наблюдается и вдоль зальбандов габбро-диабазовых даек (фиг. 48, 49, 50), приуроченных к рудоподводящим нарушениям. Наиболее же благоприятны места сопряжения контакта с рудоподводящими разрывами при наличии дорудных крутопадающих нарушений. В таких участках создаются благоприятные условия для образования рудных столбов. Иногда интенсивность минерализации увеличивается и вдоль некоторых второстепенных тектонических швов.

Помимо лентообразных рудных тел, за последние годы на месторождении установлен и иной их морфологический тип. Это — вытянутые зоны прожилково-вкрапленных руд, развитые вдали от контакта как в рудовмещающих кварцевых плагиопорфирах, так и в порфиритах. Прожилково-вкрапленный тип руд в общем не характерен для порфиритов. В них (за пределами Ахталы на Алавердском и Шамлугском месторождениях) развиты руды жильного типа, что обусловлено физико-механическими свойствами и химизмом этих пород.

В строении рудных тел Ахталского месторождения наблюдается некоторая зональность по отношению к одному из важнейших рудоконтролирующих структурных элементов — межформационной зоне дробления и рассланцевания, проходящей по контакту рудовмещающих кварцевых плагиопорфиров и порфиритов дебедской свиты.

По определению Ф.И.Вольфсона и Л.И.Лукина (1963), "под зональностью оруденения следует понимать закономерную смену в пространстве относительно какого-либо геологического образования типов оруденения, минеральных ассоциаций, отдельных минералов или даже распространения химических элементов. Такими геологическими образованиями могут быть складчатые сооружения или зоны долгоживущих разломов глубокого заложения, отдельные интрузивные массивы или их группы, крупные дизъюнктивные нарушения и выдержанные трещины".

Как указывалось выше, в рудных телах Ахталского месторождения в общем случае наблюдается такая последовательность смены ми-

неральных зон относительно поверхности контакта кварцевых плагиопорфиоров с порфиритами: почковидный пирит, барит, массивная полиметаллическая руда.

В отдельных случаях такая последовательность несколько нарушается — в разрезе чередуются прослои барита с полиметаллической рудой. Эти исключения не играют существенной роли и не нарушают описанную выше общую закономерность смены минеральных зон относительно контакта.

Нетрудно заметить, что указанная смена различных минеральных зон относительно контакта повторяет последовательность установленных на Ахтальском месторождении стадий минерализации рудного процесса. Очевидно, зональность обусловлена прерывистым поступлением рудоносных растворов различного состава на фоне приоткрывания и дробления межформационной тектонической зоны. Следовательно, в рудных телах Ахтальского месторождения имеет место проявление полиасцендентной (пульсационной или стадийной) зональности. Согласно классификации В.И.Смирнова (1963), эта зональность является локальной, т.е. проявляющейся в контурах отдельных рудных тел.

Помимо описанной зональности рудных тел, М.Л.Лачинян на месторождении отмечает, правда, весьма слабо проявленную вертикальную зональность более крупного порядка. Оруденение, вскрытое выше зоны контакта, в порфиритах представлено исключительно полиметаллическим типом. В контакте порфиритов с плагиопорфирами рудные тела сложены барито-полиметаллическими рудами с незначительным присутствием серного колчедана. Оруденение, приуроченное к кварцевым плагиопорфирам и залегающее значительно ниже контакта, представлено исключительно серноколчеданным типом. Этим исчерпываются фактические данные о первичной зональности Ахтальского месторождения.

В расположении рудных минералов, относящихся к полиметаллической стадии минерализации, определенной зональности не проявляется.

Г. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ АХТАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изложенный выше материал позволяет в некоторой степени осветить вопросы генезиса Ахтальского месторождения на фоне истории его формирования. Однако, прежде чем приступить к изложению указанных вопросов, считаем необходимым вкратце рассмотреть историю и современное состояние вопроса о происхождении колчеданных месторождений.

1. Вопросы происхождения колчеданных месторождений

Несмотря на длительное время изучения колчеданных месторождений, условия их образования все еще не выяснены и продолжают оставаться спорными.

О происхождении колчеданных месторождений в основном существуют две точки зрения — "эффузивная" (субвулканическая) и "интрузивная". Важнейшие для данной проблемы вопросы об источниках и возрасте оруденения сторонники каждой из этих точек зрения решают по-разному. Первые источники оруденения связывают с глубокими корневыми частями тех эффузивных толщ, к которым приурочены колчеданные залежи.

Сторонники "интрузивной" точки зрения отрицают наличие генетической связи колчеданных руд с эффузивным вулканизмом. По мнению этих исследователей, колчеданное оруденение генетически связано с интрузивной деятельностью. И теми и другими геологами приводятся достаточно убедительные доводы в пользу и того и другого мнения.

Еще в 20-х годах нынешнего столетия колчеданные залежи Урала А.Н.Заварицкий рассматривал как образования, возникшие (подобно пегматитам) в результате инъекции сульфидной магмы вдоль зон расланцевания пород.

Позже Е.А.Кузнецов (1933), исходя из пространственной связи колчеданных месторождений с крупными тектоническими разрывами, возникшими во время герцинского орогенеза на Урале, высказал мнение о связи этих месторождений с гранитами герцинского возраста. Идеи, выдвинутые Е.А.Кузнецовым, в свое время получили широкое признание.

В 1936 г. А.Н.Заварицкий в результате изучения месторождения Блява на Южном Урале пришел к выводу, что колчеданные месторождения Урала генетически связаны с корневыми частями тех древних вулканических толщ, среди которых они залегают. Ранее аналогичные взгляды о генезисе колчеданных месторождений Японии типа "Куromoно" были высказаны Кабеки Киношита (1932). Идеи, выдвинутые А.Н.Заварицким, завоевали особенно широкое признание среди исследователей колчеданных месторождений, хотя в последние годы были обнаружены новые факты, объяснение которых с позиций "эффузивной" гипотезы встречает значительные трудности.

В настоящее время многими геологами отмечается пространственная приуроченность колчеданных месторождений к спилито-кератофировым формациям геосинклинального типа. Большинство из них обращает внимание на отсутствие колчеданного оруденения в зонах развития гранитоидных интрузий и в высоких частях разреза вулканогенных толщ, где отсутствуют породы спилито-кератофировой формации. Установлена также пространственная связь колчеданных месторождений с кварцевыми альбитофирами (С.Н.Иванов, В.П.Логинов, 1965). Все эти факты являются доводами в пользу представления о связи колчеданного оруденения с геосинклинальным вулканизмом.

М.Б.Бородаевская (1965, 1966) отрицает наличие тесной генетической связи колчеданных руд со спилито-кератофировыми формациями. По ее представлению, колчеданное оруденение включает крупный этап развития вулканической деятельности. По данным М.Б.Бородаевской, "формирование колчеданных месторождений отделено от становления вулканогенных комплексов, с которыми оруденение связано парагенетически, складчатостью и дизъюнктивными дислокациями. Наиболее близкими к оруденению проявлениями магматизма являются постскладчатые малые интрузии порфировых пород кислого и основного состава, являющиеся производными тех же магматических очагов, с которыми связан и предшествующий вулканизм. Эти малые интрузии обнаруживают широкое разнообразие фаций — от плутонических до экстррузивных, — часто представляя собой характерные члены вулcano-плутонических комплексов". (М.Б.Бородаевская, 1966).

О тесной пространственной (структурной) и парагенетической связи медноколчеданного оруденения с поздними субвулканическими телами, образовавшимися в заключительные фазы формирования крупных вулканических комплексов, говорит Г.Ф.Яковлев (1966).

Эти взгляды очень близки к представлениям, которые на протяжении многих лет развивает В.Н.Котляр (1960, 1965). Он считает ошибочным противопоставление вулканических и интрузивных явлений, как не имеющих никакой связи между собой. Согласно этому автору, в комплексах магматических образований тесно сочетаются комагматические породы интрузивных, субвулканических и вулканических фаций.

В пользу древнего возраста колчеданных руд говорит также их сильный метаморфизм. По мнению А.Н.Заварицкого (1936), именно благодаря динамометаморфизму горных пород и включенных в них рудных тел не только изменился минеральный состав и первоначальные текстурно-структурные особенности руд, но и залежи приобрели линзовидную форму. Эти взгляды А.Н.Заварицкого в последующем были иллю-

стрированы экспериментальными работами С.Н.Иванова. Наличие динамометаморфизма описано также для руд Левихинского (В.П.Логинов и др., 1963) и других колчеданных месторождений Урала (П.Я.Ярош, 1966). Отмечались также признаки термического воздействия средне- и верхнепалеозойских гранитов на колчеданные руды (Л.И.Яковлев, 1959 и др.).

Однако полученные новые факты заставили некоторых исследователей высказать сомнения относительно сильного динамометаморфизма рудных тел. Так, С.Н.Иванов (1948), специально занимавшийся микроскопическими исследованиями руд колчеданных месторождений Среднего Урала, пришел к выводу о слабом проявлении в них следов динамометаморфизма.

А.В.Пэк (1950) высказал мнение об отсутствии явлений метаморфизма руд Левихинских колчеданных месторождений. Брекчиевидные текстуры руд, отмеченные в ряде случаев, он объяснял как результат унаследования обломочной структуры пород при избирательном замещении их рудой.

В дальнейшем, в результате изучения полосчатых руд Сибая, Дегтарки и месторождения имени III Интернационала, С.Н.Иванов (1959) также высказал представление, что полосчатость возникла в результате унаследования рудами полосчато-слоистой структуры вулканогенно-осадочных пород.

О слабых признаках деформации руд месторождения имени III Интернационала и почти полном отсутствии этих признаков в рудах месторождений Карабашской группы говорит в обобщающей работе Т.Н.Шадлун (1950).

Определенные затруднения возникают у сторонников эффузивной гипотезы при объяснении установленного в последние годы факта приуроченности многих колчеданных месторождений к брахиантиклинальным структурам.

Некоторые сторонники "эффузивной" теории отрицают тектонический характер антиклинальных складок, контролирующих положение колчеданных месторождений. Многие из них утверждают, что эти поднятия представляют собой конусы древних вулканов, которые облекаются более молодыми вулканогенно-осадочными горными породами. М.В.Ленных приводит ряд фактов, говорящих в пользу образования пликативных структур колчеданных рудных полей после отложения руд.

М.Б.Бородаевская (1965) отмечает, что природа рудовмещающих брахиантиклинальных поднятий до конца не выяснена. Вероятнее все-

го, среди них имеются как обычные складки, так и деформированные вулканические постройки. Однако выяснено, что во всех изученных случаях кислые эффузивы и пирокласты, слагающие ядра складок, участвовали в складкообразовании вместе с породами их кровли. Колчеданное оруденение, часто приуроченное к рассматриваемым структурам, является эпигенетическим по отношению к складкообразованию: размещение рудных залежей контролируется дизъюнктивными дислокациями послескладчатого возраста.

Для решения проблемы образования колчеданных месторождений очень важными могут быть данные изучения галькоподобных включений руды в вулканогенно-обломочных породах, залегающих над колчеданными рудами. Но, как уже было показано выше, о происхождении таких образований среди исследователей нет единого мнения.

Для познания генезиса колчеданных месторождений весьма ценны данные изучения взаимоотношений даек и оруденения. Факты пересечения многих рудных тел дайками диабазов и порфиринов, описанные целым рядом исследователей, обычно рассматриваются как показатели древнего возраста колчеданных месторождений.

По мнению А.В.Пэка (1950), порфиритовые дайки Левихинского медноколчеданного месторождения являются дорудными. По представлениям этого автора, рудные тела здесь образовались путем замещения карбонатных (?) пород, прорванных порфиритовыми дайками. При этом дайки в силу особенностей состава и свойств не были замещены. Однако они, особенно в приальбандовых частях, сильно метаморфизованы, содержат обильную вкрапленность и прожилки сульфидов.

В.П.Логинов и др. (1963) в результате детального изучения контактовых взаимоотношений даек плагиоклазового порфирита с колчеданной рудой месторождения Южная Левиха пришли к выводу о послерудном возрасте этих даек. Послерудный возраст даек колчеданных месторождений отмечался также многими другими геологами.

По последним же данным М.Б.Бородаевской (1965), жильные альбитофиры, габбро-диабазы, диабазы и разнообразные порфириты на колчеданных месторождениях Южного Урала имеют дорудный, а некоторые из них внутрирудный и послерудный возраст.

Полемика между "интрузивной" и "эффузивной" гипотезами оказала существенное влияние на развитие взглядов о генезисе колчеданных месторождений в различных рудных районах СССР. Так, аналогичные споры возникли при освещении генезиса полиметаллических месторождений Алтая, колчеданных месторождений Северного Кавказа, Закавказья.

Образование полиметаллических месторождений Алтая сторонники "интрузивной" точки зрения (П.Пилипенко, Н.А.Елисеев, В.П.Нехорошев, А.П.Никольский, Яковлев и др.) относят к позднегерцинскому времени и связывают их с заключительными фазами интрузивной деятельности.

По мнению другой группы исследователей (Б.И.Вейц, И.В.Дербинов, Б.С.Левоник, Л.Н.Белькова и др.), эти месторождения образовались значительно раньше формирования интрузивов - в период интенсивной вулканической деятельности в девоне - нижнем карбоне.

П.Ф.Иванкин (1954), критически рассматривая основные положения эффузивно-осадочной гипотезы, выдвигает новую точку зрения на генезис полиметаллических руд. По его данным, различные магматические комплексы рудного Алтая (спилито-кератофировая девонско-карбоновая формация, варисский Змеиногорский комплекс гранитоидов, поздние малые интрузии альбит-порфиров и порфиритов) обнаруживают между собой тесную связь. Накопление полиметаллических руд происходит в конце всего длительно развивающегося магматического процесса и причинно связано со всем ходом развития магматизма. По мнению П.Ф.Иванкина, дальнейшее изучение этой проблемы должно проводиться не с точки зрения "эффузивной" или "интрузивной" гипотез, а с более широкой позиции, которую можно сформулировать так: разновременные интрузии, поздние экстрезивы, вмещающие их лавы и туфы, с одной стороны, и залежи полиметаллических сульфидных руд, с другой, относятся друг к другу не как продукт к источнику, а как разновременные продукты к общему для всех них глубинному источнику. Впоследствии эти взгляды П.Ф.Иванкин (1965) развил и углубил, выдвинув понятие о "рудномагматических пучках" в вулканогенных формациях.

Одновременно с П.Ф.Иванкиным почти аналогичные взгляды были высказаны Н.Г.Шербой (1954). По его данным, новые факты опровергают как "интрузивную", так и "эффузивную" гипотезы. Изучение металлогенности пород показало отсутствие в эффузивно-пирокластической серии среднего девона таких комплексов, с которыми можно было бы парагенетически связывать полиметаллическое оруденение. Оруденение является послескладчатым и послеинтрузивным. Таким образом, после вулканических явлений происходит интрузивная деятельность, с которой (особенно с малыми интрузиями) и связано полиметаллическое оруденение.

Об отсутствии непосредственной связи оруденения с эффузивной

деятельностью девона говорит также изучение изотопного состава свинца из руд Алтайских месторождений (А.П.Виноградов и др., 1957).

На генезис колчеданных месторождений Северного Кавказа существуют три точки зрения. Некоторые геологи в соответствии с гипотезой А.Н.Заварицкого связывают образование этих месторождений с эффузивным геосинклинальным вулканизмом (Н.В.Иванов, Г.А.Твалчрелидзе, Н.С.Скрипченко, Г.С.Дзоценидзе и др.). По мнению Р.П.Тузикова, А.В.Нетребы, колчеданное оруденение непосредственно не связано с вулканическими процессами и сформировалось после метаморфизма вмещающих толщ. По представлению Г.М.Заридзе, Урупское месторождение образовалось путем метасоматического воздействия на вмещающие породы рудных растворов высокой концентрации, которые действовали подобно богатым щелочами гранитизирующим растворам. Весь этот процесс автор считает гораздо более поздним относительно образования вмещающей толщи. Согласно В.И.Смирнову и Т.Я.Гончаровой (1960), колчеданные залежи Урупа и Бескеса (а также, вероятно, и других месторождений Северного Кавказа) сингенетичны с вмещающими их осадочно-вулканогенными породами и по условиям образования тесно связаны с процессами накопления последних.

Существенное расхождение взглядов имеется также по вопросу о происхождении колчеданных, медноколчеданных и полиметаллических месторождений Малого Кавказа, приуроченных к Алаверди-Кафанскому рудному поясу, к числу которых относятся Алавердская, Кедабекская и Кафанская группы месторождений.

И.Г.Магакьян (1954), М.А.Кашкай (1951), С.С.Ванюшин, Ю.А.Лейе и Э.Г.Малхасян (1957), Э.А.Хачатурян (1959), В.Н.Котляр (И.Г.Магакьян, В.Н.Котляр, Э.А.Хачатурян, 1965) и др. связывают колчеданное оруденение Малого Кавказа с эффузивной (субвулканической) деятельностью юрского времени.

С.С.Мкртчян (1960), Б.С.Вартапетян (1960), Г.И.Керимов (1958), А.Г.Казарян (1963), Г.А.Казарян (1962) и др. считают колчеданное оруденение генетически связанным с интрузивной магматической деятельностью.

П.Ф.Сопко (1961) считает, что рудоносные растворы отщеплялись от глубинного магматического очага, который в течение длительного периода своего существования являлся источником возникновения вулканогенных, интрузивных и жильных пород.

Из приведенного краткого обзора видно, насколько сложен вопрос генезиса колчеданных месторождений.

2. История формирования и некоторые вопросы генезиса Ахталского месторождения

Полученный нами материал позволяет в некоторой степени осветить вопросы генезиса, времени и истории формирования Ахталского месторождения.

Оруденение Ахталского месторождения наложено на вмещающие вулканогенные породы, эпигенетично по отношению к ним и контролируется рассекающими их структурными элементами. Месторождение образовалось на небольших (средних) глубинах в условиях средних температур. В формировании руд Ахталского месторождения большую роль играли процессы метасоматического замещения пород, подчиненную роль играло выполнение открытых полостей. Наиболее благоприятными для замещения оказались склонные к хрупкой деформации кислые породы кварц-плагипорфирового состава. Малопроницаемые более пластичные породы основного состава — порфириды экранировали оруденение. Циркуляция рудоносных растворов вдоль нарушений, выполненных дайками основного состава, говорит о значительной глубине рудоносного магматического очага. Отделение рудоносных растворов из магматического очага носило прерывистый, пульсационный характер, что нашло свое отражение в проявлении разновозрастных стадий минерализации, выявленных на месторождении.

Историю формирования Ахталского месторождения целесообразнее рассмотреть, увязав ее с историей развития всей Сомхето-Кафанской структурной зоны, частью которой является и Алавердский рудный район.

По А.А.Габриеляну (1959), Сомхето-Кафанская структурная зона в течение герцинского этапа развития (девон-триас) имела геоантиклинальную тенденцию развития и представляла область размыва, о чем свидетельствует, в частности, полное отсутствие здесь отложений среднего и верхнего палеозоя и частично триаса. С начала альпийского этапа развития, т.е. начиная с юры, эта область превращается в глубоко прогнутую первичную геосинклинальную область, где происходит накопление огромной мощности (до 5000 м) пород кератофиро-порфировой формации юры. Наиболее интенсивное погружение зоны последовало в байосе. В этот период формируются дебедская,

кошабердская и алаверди-шамлугская свиты, к которым приурочены колчеданные месторождения Алавердского рудного района, в том числе и Ахталское барито-полиметаллическое месторождение. Между перечисленными свитами, возникшими в течение нижнего и верхнего байоса, угловые несогласия отсутствуют. К этому же времени (верхний байос) относится и внедрение куполообразного субвулканического тела кварцевых плагипорфиров, вмещающих рудные тела Ахталского месторождения. После небольшого перерыва и поднятия в неокоме, с альба, а местами с апта и до маастрихта включительно, описываемая область вновь прогибается. Начиная с датского времени, здесь господствует режим поднятия, который почти непрерывно сохраняется до настоящего времени. Согласно А.А.Габриеляну и др. (1958), основными фазами складчатости, обусловившими формирование главных пликативных структур описываемой области, являются следующие: предверхнеюрская (подготовительная фаза), неокомская (главная фаза), предэоценовая и предолигоценная (завершающая фаза). Все эти фазы формирования структур отчетливо фиксируются перерывами и угловыми несогласиями, трансгрессивным залеганием свит и другими структурно-фаціальными признаками. Предварительные и заключительные движения только подготовили, осложнили и окончательно оформили структуры, сформировавшиеся в период максимального, интенсивного проявления тектонических движений (главная фаза), и не внесли коренных изменений в структурный план района. С главной фазой складчатости и формирования структур, по представлениям А.А.Габриеляна (1965), связано внедрение гранитоидных интрузий и локализация магматогенных рудных месторождений. В Алавердском рудном районе в возрастном отношении выделяются две относительно близкие группы интрузивных образований: верхнеюрско-неокомская (Ахпатский^х) и Кохп-Шнохский интрузивы) и третичная (Банушский и Лалварский интрузивы).

С мезозойским гранитоидным интрузивным комплексом, по Г.А.Казаряну, связано внедрение жильных пород второго этапа - габбро-диабазов, широко развитых и в пределах Ахталского месторождения. Указанные габбро-диабазовые дайки по отношению к оруденению Ахталского месторождения являются дорудными - их внедрение предшествовало процессам формирования рудных тел.

х) По Р.Л.Мелконяну (1965), Ахпатский массив связан с плагιοгранитной формацией Сомхето-Карабахской зоны, связанной с предкелловейской фазой складчатости.

Сравнительное изучение габбро-диабазовых даек, связанных с Ахпатским гранитоидным массивом, и дорудных габбро-диабазов Ахтальского месторождения (см. главу о жильных породах месторождения) выявило большое сходство указанных даек. Это дает основание полагать, что формирование руд Ахтальского месторождения произошло после внедрения Ахпатского массива. Этот вывод подтверждается данными радиологических исследований руд и околорудно измененных пород Ахтальского месторождения. Абсолютный возраст указанных образований, определенный калий-аргоновым методом (табл. I4), составляет 139 млн. лет (абсолютный возраст Ахпатского массива 142 ± 6 млн. лет), что соответствует верхам верхней юры на границе с нижним мелом.

Историю формирования собственно Ахтальского месторождения можно условно подразделить на следующие этапы: додайковый, последайковый – предрудный, рудный и послерудный. В додайковый этап возникли основные структурные элементы месторождения – сопряженная система близмеридиональных и близширотных нарушений, в результате движений по которым участок месторождения приобрел блоковое строение. Указанные нарушения имели сколовый характер, о чем говорят их прямые и ровные плоскости, наличие вдоль них мощной тектонической глинки и значительных перемещений по ним. К этому же времени относится заложение диагональной системы нарушений северо-восточного простираия, оперяющих главные близмеридиональные нарушения. Весьма интенсивные движения происходили и вдоль контакта кварцевых плагипорфиров с порфиритами, в результате чего и возникла мощная зона дробления и рассланцевания пород по указанному контакту.

В дайковый этап условия сжатия сменились условиями растяжения, вследствие чего произошло приоткрытие многих из указанных нарушений, особенно северо-восточного и близширотного направления, вместивших дайковые тела. Перед рудным этапом условия растяжения вновь сменились сжатием. Разрядка вновь возникших тектонических напряжений происходила в основном по уже существующим нарушениям и залбандам даек, как по наиболее ослабленным швам. Под воздействием предрудных подвижек сколового характера были сорваны контакты даек и вдоль них за счет даек и вмещающих пород образовалась тектоническая глинка, возникли зоны дробления и полости приоткрывания, послужившие в дальнейшем (уже в рудном этапе) путями для циркуляции гидротермальных растворов. Первые порции растворов выз-

Таблица 14

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ОКОЛОРУДНО-
ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД АХТАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

№ № образ- цов	Название породы	Место взятия	K %	$K^{40} \cdot 10^{-6}$ г/г	Ar^{40} % рад	$Ar^{40} \cdot 10^{-6}$ см ³ /г	$Ar^{40} \cdot 10^{-9}$ г/г	$\frac{Ar^{40} \cdot 10^{-3}}{K^{40}}$	Воз- раст млн. лет	Сред- ний возраст
H/28	Околорудно измененная серицитизированная порода	Гор+57 шт. № 16	7,42	9,05	92,7	40,6	72,6	8,02	139	139
II10	Барит-серицитовая порода	Гор + 52,5 м шт.16	2,99	3,65	84,1	16,4	29,3	8,03	139	139
II3	Барит-серицитовая порода	—	4,80 4,80	5,95 5,95	80,8 57,2	27,0 26,9	48,4 48,2	8,15 8,10	I42 I40	I41 ± 1
I23	Дорудная околорудно измененная, серицитизированная дайка габбро-диабазы	—	6,43 6,43	7,85 7,85	7,61 92,0	34,0 35,9	60,9 64,2	7,76 8,18	I35 I42	I38 ± 3

вали некоторые гидротермальные изменения пород. Процесс рудоотложения начался отложением почковидных агрегатов пирита, приведшим к возникновению небольших серноколчеданных рудных тел. В дальнейшем поступлению новых порций рудоносных растворов предшествовали новые вспыхивания тектонических подвижек, вызывавших дробление ранее отложенных минеральных агрегатов и наложение на них продуктов последующих стадий минерализации. На Ахтальском месторождении устанавливается следующая последовательность стадий минерализации: после отложения серного колчедана и некоторого его дробления произошло выпадение раннего барита, а затем и гематита, под влиянием которого ранний барит приобрел столь характерную для него красную окраску. Указанная последовательность отложения минералов — сульфид — сульфат — окисел свидетельствует о значительном обогащении растворов кислородом. В следующую полиметаллическую стадию минерализации происходит резкое изменение физико-химических условий среды — из окислительной она вновь приобретает восстановительный характер и отложение богатых кислородом соединений (барит, гематит) сменяется отложением сульфидов. Такая смена физико-химической обстановки, по-видимому, отражает определенные изменения в физико-химических условиях рудоносного магматического очага на фоне возобновления тектонических подвижек. В течение полиметаллической стадии минерализации не происходило заметных изменений в физико-химической обстановке рудоотложения. Тектонические подвижки проявлялись и с той или иной интенсивностью вспыхивали в течение полиметаллической стадии минерализации и вызвали появление брекчиевых текстур руд, где брекчии пирита цементируются халькопиритом, а пирит и халькопирит — в свою очередь галенит-сфалеритовой рудой. В конце полиметаллической стадии происходит выпадение позднего белого барита, а затем и карбоната, завершающего рудный процесс. После завершения процессов рудоотложения некоторое время еще продолжалась циркуляция термальных растворов, вызвавшая незначительные изменения руд.

С завершением рудного этапа, в сущности, угасают и тектонические движения, а послерудные нарушения имеют незначительное развитие.

IV. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ О ДАЛЬНЕЙШЕМ НАПРАВЛЕНИИ И МЕТОДИКЕ ПОИСКОВО- РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Проведенные исследования позволяют нам сделать следующие основные выводы.

Рудовмещающие кварцевые плагиопорфиры Ахтальского месторождения имеют субвулканическое происхождение и слагают куполообразное тело, секущее моноклинально залегающие пологопадающие порфириты дебедской свиты.

Устанавливается отсутствие на месторождении антиклинальной складки II порядка, осложняющей северо-восточное крыло Алавердской брахиантиклинали.

Секущий характер кровли куполообразного тела кварцевых плагиопорфиров относительно слоистости моноклинально залегающих порфиритов дебедской свиты обусловил различные структурные условия локализации оруденения на северном и южном флангах месторождения. Это благоприятствовало образованию крупных залежей барито-полиметаллических руд и слабому проявлению метаморфизма в надрудных толщах на северном фланге, где порфириты имеют залегание, близкое к положению контакта кварцевых плагиопорфиров. В то же время на южном фланге месторождения, где слоистость порфиритов ориентирована под углом к контакту кварцевых плагиопорфиров, образовалась рассеянная убогая прожилково-вкрапленная минерализация с глубоким гидротермальным метаморфизмом всей толщи пород.

Устанавливается следующая общая схема формирования месторождения.

- 1) внедрение кварцевых плагиопорфиров,
- 2) заложение рудоконтролирующих разрывных нарушений,
- 3) внедрение даек,
- 4) гидротермальное изменение пород,
- 5) формирование рудных тел.

Наблюдающиеся рядом исследователей в зонах нарушений "рудные валуны" представляют собой продукт замещения рудными минералами обломков измененных кварцевых плагиопорфиров. Рудоконтролирующие разрывные нарушения в целом характеризуются длительной историей развития. По ним происходили интенсивные дорудные и внутрирудные подвижки. Имели место и небольшие послерудные перемещения.

Рудные тела месторождения сформировались в ходе проявления

шести стадий минерализации: 1) серноколчеданной, 2) ранней баритовой, 3) гематитовой, 4) полиметаллической, 5) поздней баритовой, 6) карбонатной.

Красная окраска раннего барита обусловлена воздействием на него гематитовой стадии минерализации. В строении рудных тел месторождения проявилась вертикальная зональность, обусловленная пульсационным, стадийным развитием минерализации.

Локализация рудных тел на месторождении обусловлена совместным действием структурных и литологических факторов. Рудные тела локализовались в основном в кварцевых плагипорфирах и особенно в наиболее благоприятных для оруденения участках, сложенных их эксплозивной брекчией, на участках сопряжения северо-восточных (близширотных) нарушений с контактовой тектонической зоной смятия под экранирующей порфировой толщей. Порфириты отличаются повышенной вязкостью по сравнению с кварцевыми плагипорфирами и менее благоприятны для развития оруденения.

Выявленные закономерности позволяют полагать, что на месторождении имеются резервы скрытого оруденения. Для их обнаружения в первую очередь должны учитываться структурные факторы контроля оруденения.

На основе выявленных закономерностей локализации оруденения можно сделать ряд практических предложений по направлению дальнейших разведочных работ на Ахтальском руднике.

Согласно предлагаемой нами методике поисково-разведочных работ, предусматривается прохождение горных выработок по рудовмещающим кварцевым плагипорфирам с целью пересечения рудоконтролирующих восток-северо-восточных диагональных нарушений. Обнаружение их облегчается тем, что они чаще всего бывают залечены жильными габбро-диабазами, а вдоль них отмечаются интенсивные гидротермальные изменения пород. При подсечении рудоконтролирующих нарушений их необходимо проследить по простиранию в кварцевых плагипорфирах горными выработками, а вверх по восстанию должны проходить скважины для пересечения экранирующей поверхности порфиров. Наиболее перспективны в этом отношении нижние горизонты месторождения.

Целесообразно возобновление поисковых работ вдоль нарушений, контролирующих некоторые уже известные рудные тела.

Несмотря на значительную разведанность месторождения, до сих пор еще не выяснена перспективность глубоких его горизонтов,

хотя и имеются данные, подтверждающие наличие оруденения в рудовмещающих кварцевых плагиопорфирах намного ниже контакта их с порфиритами. Вполне возможно, что рудоподводящие разрывные нарушения, контролирующие известные рудные тела, на более глубоких горизонтах могли встречать благоприятные для рудоотложения участки. Это тем более вероятно, поскольку кварцевые плагиопорфиры имеют неоднородное строение и содержат участки взрывных breccий. Представляется целесообразным вдоль некоторых крупных нарушений, контролирующих известные рудные тела, пробурить глубокие скважины.

В заключение отметим, что почти все обнаруженные к настоящему времени рудные тела тяготеют к узкой полосе выхода на дневную поверхность контакта кварцевых плагиопорфиров с порфиритами, а большинство из них выходило на дневную поверхность. Возможность обнаружения таких рудных тел исчерпана. Правильно организованные поисково-разведочные работы с учетом выявленных закономерностей локализации оруденения могут привести к обнаружению новых скрытых рудных тел.

Азарян Н. Р. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, т.ХП, № I, 1959.

Азарян Н. Р. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и географ., т. ХІУ, № 3, 1961.

Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1963.

Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, № ІО, 1946.

Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1949.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.

Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. и др. Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР (сер. науки о Земле), ХІХ, № 5, 1966.

Баласанян С.И. Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны. ДАН Арм.ССР, т.ХХІІІ, № 2, 1956.

Баласанян С.И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕГУ, 1963.

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд. АН СССР, 1953.

Бородаевская М.Б., Петровская Н.В., Нафиков У.С., Пирожок П.И., Курбанов Н.К. К вопросу о генезисе так называемых "рудных галек" из Учалинского месторождения на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып.48, 1962.

Бородаевская М.Б., Прушинская Э.Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения им.ХІХ Партсъезда (Южный Урал). Геология рудных месторождений, № I, 1962_I.

Бородаевская М.Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. "Проблемы генезиса руд". Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Изд. "Недра", 1964.

Бородаевская М.Б. Возрастные соотношения колчеданных руд Южного Урала с вмещающими их комплексами вулканогенных пород. "Рудоносность вулканогенных формаций". Материалы межведомственного совещания. Изд. "Недра", 1965.

Бородаевская М.Б. Положение медноколчеданного оруденения Южного Урала в истории развития вулканизма и метаморфизма. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, III, Базальтоидный магматизм и его металлогения. Свердловск, 1966.

Ванюшин С.С., Лейе Ю.А., Малхасян Э.Г. Кафанское медное месторождение. Изд. Кавк. НТО Цвет. мет., 1957.

Вартанян С.У. Особенности условий образования и методики поисков слепых рудных тел (на примере колчеданных месторождений Северной Армении). Автореферат дисс., представл. на соискание уч. степ. канд. геол.-мин. наук, МГРИ, 1962.

Вартапетян Б.С. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахталского месторождения Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № I, 1958.

Вартапетян Б.С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. Сов. геология, № 10, 1960.

Вахромеев И.С. О брекчиевых текстурах руд Учалинского колчеданного месторождения. Тр. Горно-геол. ин-та, УФАИ, вып. 26, 1955.

Виноградов А.П., Тарасов А.С., Зыков С.И. Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана. "Геохимия", 1957, № I.

Вольфсон Ф.И. и Лукин Л.И. Некоторые итоги в изучении структур рудных месторождений в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № I, 1948.

Вольфсон Ф.И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1951.

В о л ь ф с о н Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. 2-е доп. Госгеолтехиздат, 1962.

В о л ь ф с о н Ф.И., Л у к и н Л.И. К вопросу о зональности оруденения. Конференция "Проблемы постмагматического рудообразования", т. I. Изд. Чехословацкой АН, 1963.

Г а б р и е л ь я н А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1959.

Г а б р и е л ь я н А.А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. Сб. "Гималайский и Альпийский орогенез". Докл. сов. геол. на XXII сессии междунар. геол. конгресса. Изд. "Недра", 1964.

Г а б р и е л ь я н А.А., А д а м я н А.И., А к о п я н В.Т. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). Изд. "Митк", 1968.

Г р у ш е в о й В.Г. Алавердское месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). Тр. ГГРУ, вып. I, 1930.

Г р у ш е в о й В.Г. Интрузивные породы Арм.ССР. Сев. часть Армении и соседний район Грузии. В сб. "Интрузивы Закавказья". Тр. Груз. ГУ, вып. 2, 1941.

Д з о ц е н и д з е Г.С., Т в а л ч р е л и д з е Г.А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). В кн. "Рудоносность вулканогенных формаций". Материалы Межведомств. совещ. Изд. "Недра", 1965.

З а в а р и ц к и й А.Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 5, 1936.

З а в а р и ц к и й А.Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1943.

И в а н к и н П.Ф. По поводу статьи Бельковой Л.И., Огнева В.Н., Семенова А.И. "Две гипотезы генезиса полиметаллического оруденения на Алтае". Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

И в а н к и н П.Ф. О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях. В кн. "Рудоносность вулканогенных формаций". Матер. межведомств. совещания. Изд. "Недра", 1965.

И в а н о в С.Н. Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений. Ч. II. Сибайское месторождение. Тр. Горно-геол. ин-та Урал фил. АН СССР, вып. II, 1947.

И в а н о в С.Н. Колчеданные месторождения Урала и их метаморфизм. Изд. АН СССР, 1948.

И в а н о в С.Н. О "брекчиевых" текстурах руд Учалинского колчеданного месторождения. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ, вып. 26, 1955.

И в а н о в С.Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. В сб. "Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала". Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43, 1959.

И в а н о в С.Н., Л о г и н о в В.П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. В сб. "Рудоносность вулканогенных формаций". Материалы межведомственного совещания. Изд. "Недра", 1965.

К а з а р я н А.Г., К а з а р я н С.В. О соотношениях габбро-диабазов и оруденения на главнейших колчеданных месторождениях Арм.ССР. Научно-технический сборник ГНТК, № 2 (6), 1962.

К а з а р я н А.Г. Об околорудно измененных породах Ахталъского барито-полиметаллического месторождения. Записки Арм.отд. Всес.мин. общества, вып. 2, 1963.

К а з а р я н А.Г. О вторичных кварцитах Армянской ССР. ДАН Арм.ССР, т. X, № I, 1965.

К а з а р я н Г.А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. (Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук), 1962.

К а ш к а й М.А. К вопросу формирования колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, № 10, 1951.

К а ш к а й М.А., А л и е в В.И. О гальках пирита и пиритизированных вторичных кварцитах из Чирагидзорского месторождения колчеданных руд в Азербайджанской ССР. В сб. "Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43, 1959.

К е р и м о в Г.И. Генезис Кедабекской группы месторождений Азербайджана. "Советская геология", № 9, 1958.

К и н о ш и т а К. О генезисе месторождений Куромоно. Госгеолиздат-Цветметиздат, 1932.

К о т л я р В.Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. Высш. уч. завед. "Геология и разведка", № 9, 1960.

К о т л я р В.Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. В кн. "Рудоносность вулканогенных формаций". Материалы межведомственного совещания. Изд. "Недра", 1965.

К у з н е ц о в Е.А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. Бюлл. МОИП, 1933, т. II, № 2.

Л о г и н о в В.П. Метаморфизованные колчеданные гальки в верхнесилурийских конгломератах Левихи (Средний Урал). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956.

Л о г и н о в В.П., Р у с и н о в В.Л., К о л е с о в а А.Н., С и м б и р я т и н а З.П. Контактные взаимоотношения некоторых даек плагиоклазового порфирита с колчеданной рудой месторождения Левихи- Южная (Средний Урал). В кн.: "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. П, 1963.

Л у к и н Л.И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения. "Советская геология", № 20, 1947.

М а г а к ъ я н И.Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм.ССР, 1947.

М а г а к ъ я н И.Г., М и р т ч я н С.С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм.ССР (сер. геол. и географ. наук), т. IO, №4, 1957.

М а г а к ъ я н И.Г., К о т л я р В.Н., Х а ч а т у р я н Э.А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. В кн.: "Рудоносность вулканогенных формаций". Матер. межведомств. совещания. Изд. "Недра", 1965.

М а л х а с я н Э.Г., С о п к о П. Ф., Ч е р н ы ш о в Н.М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН Арм.ССР, том XXVIII, № 2, 1959.

М е л к о н я н Р.Л. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма. (На примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района). Изв. АН Арм.ССР (сер. науки о Земле),

М к р т ч я н С.С. О геологии и рудоносности Алавердского района. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и географ. т. X, № 3, 1957.

М к р т ч я н С.С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. "Геология рудных месторождений", № 4, 1960.

М к р т ч я н С.С., П а ф ф е н г о л ь ц К.Н., Х а ч а - т у р я н Э.А. Алавердский рудный район (геология и рудоносность). Изд. АН Арм.ССР, 1968.

П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, 1948.

П е т р о в с к а я Н.В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.

П е т р о в с к а я Н.В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. "Геология рудных месторождений", № 2, 1961.

П р о к и н В.А. и Р у д а к о в В.М. Брекчиевидные руды Сибая. Тр. Уральск. фил. АН СССР, вып. 43, 1959.

П э к А.В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. "Колчедан. м-ния Урала", 1950.

Р о з а н о в Ю.А. Деформация барита при высоких давлениях при всестороннем сжатии. "Исследования физико-химических свойств горных пород", тр. ИГЕМ АН СССР, вып. XIII, 1958.

С м и р н о в В.И. и Г о н ч а р о в а Т.Я. Геологические особенности образования колчеданных м-ний западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1960.

С м и р н о в В.И. Порядок эндогенной рудной зональности. Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования. Том I. Изд. Чехословацкой АН, 1963.

С о п к о П.Ф. Развитие вулканизма в Северной Армении в мезозойское и палеогеновое время и связь с ним колчеданного оруденения. Сб. "Проблемы вулканизма". Матер. к I Всесоюзн. вулканологич. совещ. Изд. АН Арм.ССР, 1959.

С о п к о П.Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм.ССР, 1961.

С т е п а н я н ц О.С. Ахталское полиметаллическое месторождение. Изд. Арм ФАН, 1938.

Х а ч а т у р я н Э.А. О возрасте Кохобской интрузии. Изв. АН Арм.ССР, серия физ.-мат., естествен. и тех. наук, т.Ш, 1950.

Х а ч а т у р я н Э.А. Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Изв. АН Арм.ССР (сер.геол. и географ.), т.ХП, № 4, 1959.

Х а ч а т у р я н Э.А. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. Изв. АН Арм.ССР (сер. геол. и географ.), том ХП, № 5, 1959.

Ч е р н ы ш о в Н.М. Геология Ахталского рудного поля и некоторые особенности формирования барито-полиметаллических руд в его пределах (Северная Армения). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, 1962.

Ш а д л у н Т.Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. В сб. "Колчеданные месторождения Урала". Изд. АН СССР, 1950.

Ш е р б а Н.Г. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений рудного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Я к о в л е в Г.Ф. Основные типы районов Рудного Алтая. ДАН СССР, т. 129, 1959.

Я к о в л е в Г.Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений рудного Алтая. В кн. "Закономерности размещ. пол. иск.", т.2, 1959.

Я к о в л е в Г.Ф. Вулкано-плутонические комплексы и медно-колчеданные месторождения Южного Урала (на примере Блявинского района). Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.

Я к о в л е в Л.И. О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала. Тр. ЦНИГРИ, сб. № 29, 1959.

Я р о ш П.Я. Метаморфизм руд колчеданных месторождений Урала. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, Ш, Базальтоидный магматизм и его металлогения, 1966.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	5
И. Общие сведения (расположение, геоморфологический и оро- гидрографический очерк, история изучения района и мес- торождения)	7
П. Геологическое строение Алавердского рудного района . .	II
1. Геологическое положение района в системе Малого Кавказа	II
2. Стратиграфия	12
а. Юрские отложения	12
б. Меловые отложения	14
в. Палеогеновые отложения	15
3. Некоторые вопросы магматической деятельности . .	15
4. Основные черты тектонического строения района . .	19
5. Краткая характеристика рудоносности Алавердского рудного района.	21
Ш. Ахтальское барит-полиметаллическое месторождение . . .	25
А. Геологическое строение месторождения	25
1. Дебедская свита	25
2. Кварцевые плагиопорфиры	26
3. Взаимоотношение кварцевых плагиопорфиров с пор- фиритами дебедской свиты	30
4. Жильные породы	34
Б. Особенности минерализации месторождения	37
1. Минеральный состав, текстуры и структуры руд .	37
2. Стадии минерализации	38
а. Серноколчеданная стадия минерализации . . .	40
б. Стадия ранней баритовой минерализации . . .	41
в. Гематитовая стадия минерализации	48
г. Полиметаллическая стадия минерализации . .	50
д. Стадия позднего (белого) барита	58
е. Карбонатная стадия минерализации	58
В. Особенности геологической структуры месторождения	59
1. Геолого-структурная позиция и тектоника мес- торождения	59
2. Взаимоотношение разрывных нарушений с рудны- ми телами	68
а. О происхождении рудных валунов	74

	Стр.
3. Взаимоотношение даек и оруденения	83
4. Взаимоотношение габбро-диабазовых даек с кварц-серицитовыми породами	92
5. Факторы, контролирующие локализацию орудене- ния	100
а. Роль литологических факторов и физико-ме- ханических свойств горных пород	100
б. Роль тектонических факторов в локализации оруденения	104
6. Формы, строение, условия залегания рудных тел и некоторые вопросы зональности орудене- ния	115
Г. Некоторые вопросы генезиса и истории формирования Ах- тальского месторождения	120
1. Вопросы происхождения колчеданных месторожде- ний	121
2. История формирования и некоторые вопросы ге- незиса Ахтальского месторождения	127
ИУ. Основные выводы и практические рекомендации о даль- нейшем направлении и методике поисково-разведочных работ	132
Литература	135

СЕРГЕЙ АРТАВАЗДОВИЧ ЗОГРАБЯН

СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
АХТАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук Армянской ССР*

Ответ редактор Э. А. Хачатурян
Редактор издательства В. Б. Андреасян

ВФ 63408, . Заказ 784 Тираж 350

Изд. 3395, Сдано « производство 2.XI 1971 г., подписано к
печати 22.IV 1970 г. Печ. л. 9,0 изд. 8,83 л. Бумага № 1,
60×90¹/₁₆ Цена 98 коп.

Типография Издательства АН Арм. ССР, г. Эчмиадзин

Цена 98 коп.

304