

П. Ф. Сопко

Колчеданные
месторождения
Малого
Кавказа

П. Ф. Сопко

сзв

Колчеданные
месторождения
Малого
Кавказа



Издательство «Недра»
Москва 1971



Колчеданные месторождения Малого Кавказа. Сопко П. Ф. М., изд-во «Недра», 1971. 1—256 стр.

В книге рассмотрены главные особенности геологического строения и геологического развития колчеданосных рудных районов Малого Кавказа и влияние этих особенностей на формирование и размещение колчеданных месторождений.

Колчеданные месторождения Малого Кавказа связаны с эвгеосинклинальными тектоно-магматическими комплексами — юрско-неокомовым, верхнемеловым и палеогеновым, каждый из которых характеризуется развитием различных по составу пород.

Колчеданные месторождения Малого Кавказа генетически связаны с определенными интрузивно-эффузивными комплексами (вулканоплутоническими ассоциациями), сформировались после внедрения кислых субвулканических или жильных пород; последним иногда предшествовали гипабиссальные интрузии плагиогранитов и жильных пород основного и среднего состава. При последовательной дифференциации рудоносных интрузивно-эффузивных комплексов образуются преимущественно колчеданно-полиметаллические и барито-полиметаллические месторождения, при контрастной дифференциации — собственно колчеданное оруденение. В том и в другом случае рудоотложение происходило на небольших глубинах и при невысоких температурах, о чем говорит характер минеральных парагенезисов в рудах и окорудных измененных породах, структурно-текстурные особенности руд и другие признаки. Размещение проявлений колчеданного оруденения обуславливается сочетанием ряда структурных и литологических факторов: положением дифференцированных пород, главным образом, пирокластического происхождения, слабопроницаемых для растворов пачек и тел, развитием тектоно-вулканических построек, степенью и характером деформированности участков и т. д. Структурные и литологические факторы определяют и морфологические особенности колчеданных месторождений, среди которых выделяется несколько структурно-морфологических типов.

По условиям образования и закономерностям размещения колчеданные месторождения Малого Кавказа близки к колчеданным месторождениям Южного Урала и Рудного Алтая. Отличия определяются особенностями строения колчеданосных тектоно-магматических комплексов.

Иллюстраций 32, таблиц 7, библиография 396 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Колчеданные месторождения представляют широко распространенную рудную формацию, имеющую важное промышленное значение. Они служат источником получения руд меди, цинка, свинца, обеспечивающих значительную часть выплавки этих металлов. Колчеданные руды постоянно содержат такие важные в промышленном отношении металлы-примеси, как золото, серебро, а также кадмий, индий, галлий, таллий, селен, теллур и другие, находящие все возрастающее применение в различных отраслях современной техники.

Широкое использование в народном хозяйстве находит в качестве источника получения серной кислоты пирит, являющийся количественно преобладающим минералом в медных и полиметаллических месторождениях колчеданной формации или образующий самостоятельные концентрации. В некоторых колчеданных месторождениях в значительном, допускающем промышленное извлечение, количестве присутствует барит, обладающий рядом практически интересных свойств.

Большая промышленная ценность колчеданных месторождений издавна привлекала к себе внимание геологов. Изучение этих месторождений показало, что они обладают рядом весьма характерных признаков, постоянно сохраняющихся независимо от возраста рудовмещающих толщ, времени формирования самого колчеданного оруденения и его географического положения. Главными из этих признаков являются строгая приуроченность колчеданных месторождений к дифференцированным по составу вулканогенным толщам, накапливавшимся в начальные и ранние этапы развития определенных подвижных зон, и ярко выраженное преобладание в составе рудных тел сульфидов железа, меди, цинка и иногда свинца. Вмещающие колчеданные месторождения вулканогенные породы обычно прорваны субвулканическими образованиями дифференцированного состава и в ряде случаев такими же дифференцированными гипабиссальными и жильными телами, достаточно сильно деформированы с образованием различных складчатых и разрывных нарушений и несут следы интенсивных гидротермальных изменений, развивавшихся

в определенной последовательности и происходивших в общем при относительно невысоких температурах и давлении. Рудные тела в колчеданных месторождениях обладают большей частью пластообразной, линзообразной и лентообразной формами, залегают в большинстве случаев согласно или почти согласно с контактами рудовмещающих толщ и часто характеризуются массивным строением.

Все эти почти постоянно выдерживающиеся особенности дают возможность выделять единую колчеданную рудную формацию, входящие в которую месторождения могут иметь серноколчеданный, медный, медно-цинковый, полиметаллический, свинцово-цинковый и иногда барито-полиметаллический состав. Вместе с колчеданными месторождениями в одних и тех же рудных районах нередко встречаются парагенетически с ними связанные месторождения гематитовых, марганцевых и баритовых руд, также большей частью локализующиеся в вулканогенных или вулканогенно-осадочных толщах.

Месторождения колчеданной формации известны в складчатых областях различного возраста, начиная от архейских и протерозойских и кончая позднеальпийскими антропогенными образованиями. В Советском Союзе колчеданные месторождения также локализованы в вулканогенных формациях разного возраста, но наиболее крупные и важные в промышленном отношении скопления колчеданных руд развиты в областях каледонской (Салаир, Тува), герцинской (Урал, Рудный Алтай) и альпийской (Малый Кавказ) складчатости.

Колчеданосные рудные районы в этих областях отличаются теми или иными особенностями геологического строения и истории геологического развития, в связи с чем расположенные в их пределах колчеданные месторождения, сохраняя главные из указанных ранее признаков, также в той или иной мере отличаются условиями формирования и закономерностями размещения. Это находит свое отражение в минеральном и химическом составе проявлений колчеданного оруденения, в формах и условиях залегания рудных тел, в составе и строении рудовмещающих толщ и прорывающих эти толщи субвулканических, интрузивных и жильных образований, в характере гидротермальных изменений рудовмещающих пород и в строении ореолов гидротермального изменения, в морфогенетических особенностях складчатых и разрывных нарушений и во взаимоотношениях их с концентрациями колчеданных руд. Таким образом, для углубленного понимания условий формирования и закономерностей размещения колчеданных месторождений в конкретных районах необходимо детальное и всестороннее изучение геологического строения и истории геологического развития этих районов в сочетании с детальным и всесторонним исследованием самих проявлений колчеданного оруденения.

Такие всесторонние исследования колчеданных месторождений, их рудных полей и рудных районов проводились и проводятся в различных частях Советского Союза крупными коллективами геологов-съемщиков, геологов-разведчиков, геохимиков, геофизиков и рядом ученых-исследователей.

Наиболее важные исследования связаны с именами А. Н. Заварицкого, Е. Е. Захарова, М. Б. Бородаевской, С. Н. Иванова, В. А. Прокина, Г. Ф. Яковлева (Урал), В. И. Смирнова, Н. С. Скрипченко (Северный Кавказ), В. П. Нехорошева, Г. Н. Щербы, П. Ф. Иванкина, Д. С. Коржинского, Г. Ф. Яковлева, Ф. К. Шипулина (Рудный Алтай), В. С. Домарева, Э. Г. Дистанова (Салаир), В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, И. Г. Магакьяна, Ш. А. Азизбекова, Г. А. Твалчрелидзе, Р. Н. Абдуллаева, Ю. И. Назарова (Малый Кавказ) и ряда других геологов. Несмотря на эти работы, многие вопросы генезиса колчеданного оруденения остаются и в настоящее время дискуссионными, а закономерности размещения колчеданных месторождений в различных районах недостаточно выясненными и требуют дальнейшего изучения, что совершенно необходимо для обоснованного направления поисков скоплений колчеданных руд и их быстрейшего освоения с наименьшей затратой сил и средств.

Одной из интереснейших колчеданосных металлогенических провинций является Малый Кавказ, колчеданные месторождения которого изучались автором на протяжении более чем десяти лет. В пределах Малого Кавказа встречаются в пространственной близости различные минералого-геохимические и структурно-морфологические типы колчеданных месторождений, приуроченных к магматическим комплексам различного возраста, а также месторождения других рудных формаций, что при относительно хорошей естественной и искусственной обнаженности и слабых проявлениях регионально-метаморфических изменений дает возможность лучше понять условия образования и закономерности размещения скоплений колчеданных руд.

Результаты исследований колчеданных месторождений Малого Кавказа, а также Южного Урала и Рудного Алтая легли в основу настоящей работы. В ней на основании детального описания колчеданных месторождений Северной Армении и их сопоставления с колчеданными месторождениями других районов Малого Кавказа и с месторождениями Южного Урала и Рудного Алтая дается характеристика геологического положения проявлений колчеданного оруденения и геологических условий их образования и размещения, что может принести определенную пользу при дальнейшем изучении колчеданных месторождений, поисках и разведке их.

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Малый Кавказ, являясь частью Средиземноморского складчатого пояса, представляет геологически сложно построенную область, различные части которой более или менее резко отличаются особенностями своего геологического развития. Эти отличия нашли свое отражение в особенностях стратиграфических разрезов, проявлений вулканической деятельности и интрузивного магматизма, структурных форм и в появлении специфических для каждой части области месторождений полезных ископаемых. История геологического развития складчатой области в целом и отдельных ее частей определяла и закономерности размещения этих месторождений. Следовательно, основой металлогенического районирования Малого Кавказа, как и любой другой складчатой области, является научно обоснованное тектоническое районирование этой территории.

Наиболее разработанные схемы тектонического расчленения этой складчатой области принадлежат В. П. Ренгартену (1941), К. Н. Паффенгольцу (1948, 1959), А. И. Джанелидзе (1953), П. Д. Гамкрелидзе (1957, 1966), А. Т. Асланяну (1958), А. А. Габриеляну (1959), Э. Ш. Шихалибеи (1959, 1966), В. Е. Хаину и Е. Е. Милановскому (1963).

Отличия предложенных этими исследователями геотектонических схем определяются различиями в принципах геотектонического расчленения и признаками, положенными в его основу. В более ранних схемах В. П. Ренгартена, К. Н. Паффенгольца, основывавшихся главным образом на характере дислоцированности той или иной части Малого Кавказа, в качестве его главных тектонических элементов выделялись, кроме выполненных преимущественно кайнозойскими молассаами Рионско-Куринского и Араксинского межгорных прогибов, Сомхето-Карабахская пологоскладчатая зона и Армянская складчатая зона, характеризующаяся сложной дислоцированностью оценовых и более древних отложений. Предполагалось, что главная

эпоха складчатости, охватившая весь регион и сопровождавшаяся внедрением интрузивных пород, приходилась на конец эоцена, более ранние же проявления складчатости имели лишь узко локальное значение.

Более детальное изучение всех сторон геологического строения и истории геологического развития Малого Кавказа дало возможность установить, что различные части этой складчатой области закончили свое геосинклинальное развитие в разное время, что определило более или менее резкую неоднородность современного тектонического плана страны. Эти же исследования показали, что важнейшую роль в развитии последовательно вовлекавшихся в геосинклинальное прогибание и складчатость различных частей Малого Кавказа играли глубинные разломы, часть из которых проявляется очень отчетливо по смене вулканогенных и осадочных фаций, по изменению характера и степени дислоцированности различных магматических и осадочных образований, по линейному расположению интрузий гипербазитов и гранитоидов, другая же часть может быть выделена предположительно.

Совокупность разломов глубокого заложения, идущих друг к другу под различными углами, определяет глыбовое строение Малого Кавказа, являющееся одной из главных причин разнородности современного тектонического плана территории. Однако вследствие того, что субпараллельные глубинные разломы северо-западного и субширотного простирания играют более заметную роль по сравнению с разломами других направлений, в строении Малого Кавказа наиболее отчетливо наблюдается поперечная зональность, выражающаяся в смене с северо-востока на юго-запад разновозрастных формационных комплексов, фаций горных пород и тектонических структур. Исключая молодые неогеновые и антропогеновые депрессии и вулканические щиты, в пределах рассматриваемой территории можно выделить следующие структурно-формационные единицы (рис. 1): 1) Куринский межгорный прогиб; 2) Аджаро-Триалетский мегасинклиниорий; 3) Сомхето-Карабахский мегасинклиниорий с Кафанским антиклинорием; 4) Севано-Акеринский мегасинклиниорий; 5) Памбак-Зангезурский мегасинклиниорий; 6) Араксинский межгорный прогиб; 7) Талышский мегасинклиниорий.

Этим единицам равнозначны соответствующие структурно-металлогенетические зоны.

Куринский межгорный прогиб представляет собой глубокую депрессию, разделяющую складчатые системы Большого и Малого Кавказа. Он выполнен мощными терригенно-осадочными толщами верхнего палеогена, неогена и антропогена, залегающими на мало-мощных толщах среднего и нижнего палеогена, мела и юры. Местами неоген непосредственно залегает на кристаллическом субстрате, выходы которого известны в западной части Куринского прогиба в Дзирульском массиве. В Дзирульском массиве развиты каледонские и герцинские гранитоиды, амфиболиты, кристаллические сланцы и толща сравнительно слабометаморфизованных филлитов,

песчаников и вулканогенных пород, возраст которой на основании находок археоциат определен как кембрийский (Заридзе, 1961).

Аджаро-Триалетская зона, геологическое строение которой детально освещено в работах П. Д. Гамкрелидзе (1949) и других исследователей, представляет интенсивно дислоцированную область развития вулканогенных и осадочных пород альба, верхнего мела и эоцена, смятых в линейные складки широтного простираения, осложненные надвигами и веерообразно опрокинутые. Эти породы

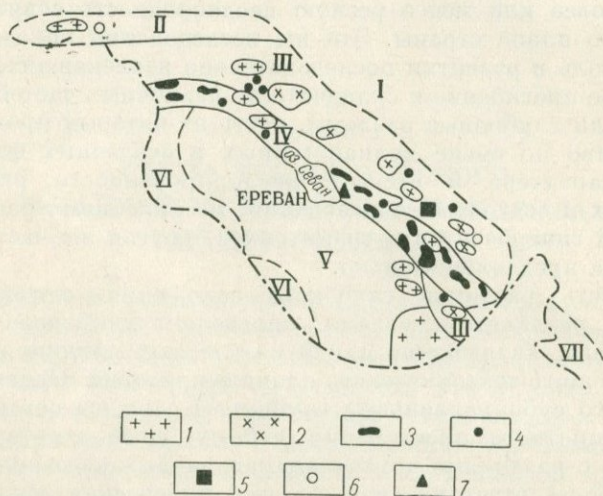


Рис. 1. Схема тектонического и металлогенического районирования Малого Кавказа.

1 — гранитоиды палеогенового возраста; 2 — гранитоиды мезозойского возраста; 3 — гипербазиты; 4 — колчеданные месторождения; 5 — скарново-магнетитовые месторождения; 6 — жильные полиметаллические месторождения; 7 — хромитовые месторождения; I — Рионско-Куринский прогиб; II — Аджаро-Триалетская мегаинклинальная зона; III — Сомхето-Карабахская мегаинклинальная зона; IV — Севано-Акеринская мегаинклинальная зона; V — Памбак-Зангезурская мегаинклинальная зона; VI — Араксинский межгорный прогиб; VII — Талышская мегаинклинальная зона

прорваны в ряде мест телами габбро-диоритов, сиенитов, сиенит-диоритов, кварцевых монцонитов и иногда щелочных основных пород.

Сомхето-Карабахская зона вместе с Кафанским антиклинорием характеризуется исключительно широким развитием мезозойских отложений, залегающих на эопалеозойском кристаллическом фундаменте, выходы которого известны в Храмском и Локском массивах и в Шамхорском районе Азербайджана. Эопалеозойские образования представлены кристаллическими сланцами, прорванными гранитоидами и дайками основных пород скорее всего герцинского возраста (Заридзе, 1961). В Храмском массиве известны также вулканогенные и терригенно-осадочные отложения верхнего палеозоя (Схиртладзе, 1960). Наиболее широким развитием в Сомхето-Карабахской зоне пользуются юрские отложения, среди которых особенно важную

роль играют мощные вулканогенные толщи средней и верхней юры, переслаивающиеся со свитами туфогенно-осадочных, терригенно-осадочных и карбонатных пород. Отложения юрской системы распространены главным образом в осевой части Сомхето-Карабахской зоны и в Кафанском районе, которые вплоть до альба представляли части единой интрагеосинклинали, заложенной в юре.

Породы нижнемелового и особенно верхнемелового возраста распространены в отдельных частных прогибах в различных частях Сомхето-Карабахской зоны; наиболее широко развиты отложения верхнего мела в юго-восточной Грузии, где среди них резко преобладают вулканогенные и туфогенно-осадочные породы.

Палеогеновые отложения, представленные терригенно-осадочными и вулканогенными фациями, распространены в периферических частях зоны.

Для юрских и меловых отложений Сомхето-Карабахской зоны характерна в связи с неглубоким в общем залеганием палеозойского субстрата типичная глыбовая складчатость, причем простирание складок, являющихся обычно брахиформными, зависит от положения отдельных блоков этого субстрата.

Широкое развитие в пределах Сомхето-Карабахской зоны имеют интрузивные гипабиссальные и жильные породы различного состава, формировавшиеся в большинстве случаев синхронно с главными фазами складчатости, которые в этой зоне приходятся на верхний байос — бат, верхнюю юру — неом, предэоценовое и предолигоценное время.

Севано-Акеринская зона сложена толщами альба, верхнего мела и палеогена, перекрытыми в ряде мест (Севанская впадина, Гегамское и Варденисское плато, Воротанская и Акеринская впадины) достигающими иногда значительной мощности озерно-континентальными и вулканогенными отложениями послепалеогенового возраста. Мел представлен преимущественно терригенно-осадочными и карбонатными отложениями, в палеогене же накапливались преимущественно породы вулканогенного происхождения, а терригенно-осадочные и карбонатные отложения играли подчиненную роль.

Исключительной особенностью Севано-Акеринской зоны является широкое развитие массивов основных и ультраосновных пород, слагающих известный офиолитовый пояс Малого Кавказа. Внедрение этих пород относится по представлениям большинства исследователей к верхнему мелу. В Севано-Акеринской зоне довольно широко развиты, кроме того, тела гранитоидов предолигоценного возраста. Отличительной чертой зоны служит также развитие линейных складок северо-западного простирания, осложненных крупными разрывными нарушениями такого же направления. Складки нередко являются сильно сжатыми и изоклиinalными, опрокинутыми в северо-западной части зоны на юг. В целом, формирование Севано-Акеринского мегасинклинория обнаруживает тесную связь с развитием зоны глубинных разломов, возникших в конце нижнего мела

в Сомхето-Карабахском блоке и, частично, на стыке этого блока с расположенной южнее Памбак-Зангезурской зоной.

Памбак-Зангезурская зона характеризуется относительно широким распространением эопалеозойских метаморфических пород, перекрытых осадочным девоном, карбоном и пермью и сравнительно маломощными отложениями верхнего мела и палеогена. В Ширакской котловине все эти отложения перекрываются пологолежащими послезоценовыми терригенно-осадочными и частично вулканогенными образованиями; последние развиты и в приподнятых вулканических щитах — массиве горы Арагац, Гегамском нагорье и Ваденисском хребте.

Протерозойские и нижнепалеозойские метаморфические породы, выходящие в Зангезуре и в Арзаканском массиве к северу от Еревана, представлены различными гнейсами, мигматитами, кварцевослюдистыми сланцами с линзами мраморов и в верхах толщи метаморфизованными эффузивами. Среди метаморфических пород наблюдаются многочисленные мелкие интрузии основного и кислого состава, также подвергшиеся интенсивному метаморфизму. Толщи девона, карбона и перми сложены в основном карбонатными и терригенно-осадочными отложениями. Верхний мел представлен туфогенно-осадочной толщей, а сравнительно маломощный палеоген — вулканогенной толщей с прослоями терригенно-осадочных и карбонатных пород.

Широким развитием в Памбак-Зангезурской зоне пользуются интрузивы гранитоидов и близких к ним по составу пород, имеющие верхнезоценовый или миоценовый возраст (Магакъян, 1961 и др.). Для этих интрузивов, определяющих металлогеническую специфику территории, характерна сильная дифференцированность состава и многофазность внедрения с появлением таких разностей, как габбро-диориты, диориты, сиениты, монцититы и более поздние гранодиориты и граниты.

Юго-западная часть Памбак-Зангезурской зоны, выделяемая некоторыми исследователями (Асланян, 1958) в качестве самостоятельных Ереванско-Ордубадской и Нахичеванской зон, относящихся к миогеосинклинальной области Малого Кавказа, характеризуется широким развитием карбонатных и терригенно-осадочных толщ девона, карбона, перми, триаса. Осадочные фации преобладают и среди юрских, меловых и более широко распространенных палеогеновых отложений. Интрузивные породы встречаются редко, будучи представлены мелкими телами габбро-порфиритов, подчиненными вулканогенно-осадочным толщам верхнего мела и палеогена. Лишь в более молодых образованиях роль вулканогенных пород резко возрастает.

Араксинский межгорный прогиб объединяет Ширакскую, Ереванскую и Нахичеванскую котловины, разделенные поперечными поднятиями древнего фундамента. Прогиб выполнен мощными отложениями олигоцена, миоцена и плиоцена, причем олигоцен-миоценовая толща в Ереванской и Нахичеванской котловинах

является гипсоносной и соленосной. Широким развитием пользуются также аллювиальные озерные и вулканогенные образования плиоценового и четвертичного возраста, перекрывающие более древние отложения.

Крайнюю юго-восточную часть Малого Кавказа представляет **Талышская зона**, находящаяся на продолжении Сомхето-Карабахской зоны, но отделенная от последней выполненной олигоценовыми, неогеновыми и четвертичными отложениями депрессией нижнего течения р. Аракс. В строении Талыша принимают участие залегающая на известняках верхнего сенона мощная осадочно-вулканогенная толща палеогена, эоцена и нижнего олигоцена и песчано-глинистая толща верхнего олигоцена — миоцена. Вулканогенные породы палеогенового возраста имеют почти исключительно основной и средний состав, в некоторых случаях обладая повышенной щелочностью. Этой вулканогенной толще подчинены мелкие интрузии ультраосновных, основных и средних пород.

Различия в геологическом строении отдельных частей Малого Кавказа обусловлены различиями в истории их геологического развития, достаточно отчетливо прослеживающимися с конца каледонского цикла. В это время наметилась резкая разница в характере тектонических движений между северной и южной частями территории.

Первая из них, охватывавшая Сомхето-Карабахскую и Севано-Акеринскую зоны, в течение герцинского цикла представляла область размыва, в которой лишь в конце палеозоя местами происходило накопление маломощных континентальных вулканогенных и осадочных толщ и формирование некоторых интрузивных массивов. Южная часть Малого Кавказа, отделявшаяся от северной зоной глубинных разломов, в герцинское время испытывала устойчивое прогибание, в связи с чем здесь наблюдается почти полный, хотя и разделенный рядом перерывов разрез отложений девона, карбона, перми и триаса. Эти отложения, обладая сравнительно небольшой мощностью, представлены терригенно-осадочными и карбонатными породами, почти не содержат магматических образований и не несут следов складчатости, что свидетельствует о платформенном и субплатформенном (Габриелян, 1959) характере тектонического режима на Малом Кавказе в герцинское время.

Конец триаса и начало юры ознаменовались кардинальной перестройкой плана тектонических движений, выразившейся в установлении геосинклинального режима в северной части Малого Кавказа. Киммерийский геосинклинальный цикл начался с локального накопления лейасовых терригенно-осадочных толщ, которое в байосе сменилось бурными и широко распространенными проявлениями вулканической деятельности, приведшими к формированию дифференцированных вулканогенных толщ базальт-диабазитового ряда. В конце байоса и в особенности в бате, интенсивность вулканизма ослабевает и его продукты перемежаются с осадочными отложениями, которые накапливаются в частных прогибах. Вулканогенные толщи

батского возраста имеют преимущественно недифференцированный андезитовый или андезито-базальтовый состав. Такой же практически недифференцированный состав имели производные вулканизма верхнеюрского времени, количественно намного уступавшие продуктам нормальной седиментации.

В конце юры северная часть Малого Кавказа испытала инверсию тектонического режима и в некоем представляла область поднятия. В это же время внедрялись и довольно многочисленные тела гранитоидов, формировавшиеся и раньше, в особенности в связи с достаточно интенсивными складкообразовательными движениями конца байоса и бата.

В то же время блоковое строение территории предопределило заметные различия в характере вулканизма и интрузивного магматизма между частными поднятиями и депрессиями, уже в юре начавшими превращаться в антиклинории и синклинории. В этих синклинориях в конце нижнего мела и в верхнемеловое время накапливались толщи осадочных пород, перемежавшиеся с продуктами вулканизма. Особенно интенсивно вулканическая деятельность, приведшая к формированию дифференцированной вулканической толщи, проявилась в Болнисском районе в северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны на стыке ее с Куринским прогибом и Аджаро-Триалетской зоной.

В конце нижнего мела в северной части Малого Кавказа в связи с обновлением ранее существовавших глубинных разломов и возникновением новых образовался узкий интрагеосинклинальный Севано-Акеринский трог, косо рассекший Сомхето-Карабахскую зону и отделивший от нее Кафанский блок. В этом троге, начиная с апта, формировались осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, которые в верхнемеловое время были интродуцированы гипербазитами и сопровождаемыми их основными породами.

Процессы седиментации и вулканизма в меловое время проявились и в Памбак-Зангезурской зоне, представлявшей в юре преимущественно область размыва. Однако и в этой зоне, развивавшейся в мелу — палеогене по типу интрагеоантиклинали, и в Севано-Акеринском интрагеосинклинальном троге продукты мелового вулканизма имеют главным образом недифференцированный — андезитовый или андезито-дацитовый — состав.

В самом конце мела прошли складкообразовательные движения, более или менее отчетливо проявившиеся в северной части Малого Кавказа. В некоторых же районах Севано-Акеринской и Памбак-Зангезурской зон наблюдается непрерывный разрез меловых и палеогеновых отложений. В связи с резкой дифференциацией тектонических движений палеогеновые отложения имеют различный формационный и фациальный состав и различные мощности. В краевых частях и мелких остаточных прогибах Сомхето-Карабахской зоны палеоген представлен осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, вулканогенный компонент которых имеет преимущественно андезитовый, реже андезит-базальтовый или андезит-дацитовый со-

став. Проявившаяся в этой зоне, как и на всем Малом Кавказе, инверсионная верхнеэоценовая складчатость сопровождалась внедрением гранитов и гранодиоритов.

Еще большее развитие верхнеэоценовые гранитоиды получили в Севано-Акеринской зоне, где в течение среднего эоцена накопились вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, имеющие особенно большую мощность в северо-западной части зоны. Вулканизм, проходивший здесь в субмаринных условиях, привел к образованию базальт-липаритовых и базальт-андезит-дацитовых формаций, тогда как в других частях зоны накапливались преимущественно слабо дифференцированные толщи андезитового и андезит-дацитового состава.

Такие же слабо дифференцированные по составу вулканогенные породы развиты и в палеогеновых вулканогенно-осадочных толщах Памбак-Зангезурской зоны, в которой в верхнем эоцене, олигоцене и частично даже в миоцене происходило формирование габбро-диорит-сиенит-гранитных интрузивных массивов. На границе между Памбак-Зангезурской и Севано-Акеринской зонами в это же время сформировался более поздний, чем гранитоиды, комплекс щелочных пород (Котляр, 1958).

Сложность геологического строения и истории геологического развития Малого Кавказа обуславливают богатство этой территории разнообразными рудными и неметаллическими полезными ископаемыми. Большая часть рудных месторождений Малого Кавказа имеет эндогенное происхождение. Среди них практический интерес представляют месторождения меди, молибдена, свинца, цинка, серебра, золота, серного колчедана, хромитов, кобальта, барита, ртути, мышьяка, железа, марганца, алунита.

Наиболее важными рудными формациями Малого Кавказа, определяющими его металлогеническую специфику, являются формация колчеданных месторождений, пространственно тесно связанных с геосинклинальными вулканогенными толщами дифференцированного состава, и формация медно-молибденовых месторождений во вторичных кварцитах, образовавшихся в результате гидротермальных изменений гранитоидов и вулканогенных пород. Кроме них, важными в практическом отношении являются формация скарновых месторождений железа, формация высокотемпературных кобальтовых месторождений в скарнах и в контактах даек основного состава, формация низкотемпературных золото-теллуридных месторождений, формация жильных полиметаллических месторождений.

Все эти месторождения так или иначе связаны с различными магматическими комплексами, закономерно возникавшими на разных этапах геологического развития Малого Кавказа, т. е. в тех или иных структурно-формационных зонах. Вытекающие из этого положения представления о поясовом распределении эндогенных месторождений, разделяемые всеми изучавшими металлогению Малого Кавказа исследователями, предполагают в схеме тождественность структурно-формационных и структурно-металлогенических зон. Хотя

при реализации этого принципа можно видеть ряд отступлений от поясовой зональности, связанных с неоднородным строением отдельных структурно-формационных зон и соответствующей индивидуализацией тектоно-магматических комплексов, а также с наблюдающимися иногда проявлениями характерных для определенной зоны магматических и металлогенических процессов в смежных частях неполностью консолидированных соседних зон, в пределах Малого Кавказа можно выделить четыре главные структурно-металлогенические зоны (рис. 1): Аджаро-Триалетскую, Сомхето-Карабахскую, Севано-Акеринскую и Памбак-Зангезурскую.

Аджаро-Триалетская зона характеризуется, как указывалось, развитием осадочных и вулканогенно-осадочных толщ мелового и палеогенового возраста, смятых в узкие линейные складки. Магматические образования представлены вулканогенными толщами слабо дифференцированного андезит-дацитового состава и внедрившимися в предверхнеэоценовое время массивами габбро-диоритов, сиенит-диоритов и родственных им пород.

С интрузивными породами, локализующимися преимущественно в центральном антиклинории (Гамкрелидзе, 1957; Твалчрелидзе, 1966), наиболее тесно связаны рудные месторождения Аджаро-Триалетской зоны, которые относятся к двум главным рудным формациям — железорудной скарново-магнетитовой и жильной полиметаллической. Скарново-магнетитовые месторождения, среди которых наиболее интересным является Дзамское, залегают в контактах интрузивных массивов габбро-диоритового состава с вулканогенными и карбонатными породами в виде линзообразных и жиллообразных тел. Жильные полиметаллические месторождения наблюдаются обычно среди вулканогенных пород в пространственной близости к массивам сиенит-диоритов (Надирадзе, 1957). Кроме месторождений указанных двух рудных формаций, среди гидротермально измененных порфиритов и туфов встречаются вкрапленные месторождения пирита, иногда с примесью молибденита (Цаблана, Учамбо).

Гораздо более богатой и интересной в научном и практическом отношении является металлогения Сомхето-Карабахской зоны, протягивающейся от Ахалкалакского плато на северо-западе до Среднеараксинской депрессии на юго-востоке.

Металлогенический облик Сомхето-Карабахской структурно-металлогенической зоны определяется прежде всего широким развитием месторождений колчеданного типа, пространственно приуроченных к раннегеосинклинальным вулканогенным толщам среднеюрского и верхнемелового возраста.

По вещественному составу колчеданное оруденение Сомхето-Карабахской зоны представлено: 1) серноколчеданными месторождениями (Чирагидзор, Тоганалы); 2) медноколчеданными и медноцинковыми месторождениями (Алаверды, Шамлуг, Кедабек, Кафан); 3) барит-полиметаллическими месторождениями (Ахтала, Маднеули).

Эти месторождения и их рудные поля группируются в ряд рудных районов, контуры которых в среднеюрском вулканогенном комплексе

совпадают с контурами антиклинорий или входящих в их состав отдельных крупных брахиантиклинальных складок.

С гранитоидными интрузиями нижнемелового возраста связаны скарновые железорудные месторождения, относящиеся к другой важной для Сомхето-Карабахской структурно-металлогенической зоны рудной формации. Наиболее интересные скарновые месторождения магнетита (Дашкесан) приурочены к контакту сложной по составу гранитоидной интрузии нижнемелового возраста с верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщей, участвующей в строении крупного синклинория. Весьма интересно, что развитие в этом синклинории гранитоидные интрузии в металлогеническом отношении сильно отличаются от гранитоидов близкого, в общем, возраста, но залегающих в другой структурной обстановке — в антиклинориях, где с плагิโอгранитными интрузиями связаны лишь незначительные по масштабам проявления скарновой железорудной минерализации.

В пространственной близости к скарновым железорудным месторождениям в Азербайджане расположены проявления гидротермальной кобальтовой минерализации. Кобальтовое оруденение частью наложено на магнетитовые руды, частью образует самостоятельные жиллообразные тела в контактах с дайками габбро-диабазов.

С вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами юры и верхнего мела связаны пространственно и, видимо, генетически небольшие месторождения и рудопроявления гематита (Поладаури, Алабашлы) и марганцевых руд (Севкар). Кроме вкратце охарактеризованных рудных формаций, в отдельных частях Сомхето-Карабахской зоны встречаются жильные месторождения полиметаллического состава (Мехмана, Марцигет и др.) и многочисленные месторождения и рудопроявления барита (Човдар, Башкишлак и т. д.).

Севано-Акеринская зона, как было отмечено выше, сформировалась на месте глубокого и узкого интрагеосинклинального прогиба, окаймленного разломами глубинного типа. Слагающие зону верхнемеловые и эоценовые отложения сматы в узкие линейные часто опрокинутые складки и перекрыты пологолежащими толщами олигоценового и более позднего возраста.

Металлогения Севано-Акеринской зоны характеризуется прежде всего развитием месторождений хромитов (Шоржа, Гейдара и т. д.), связанных с ультраосновными и основными породами. Кроме них, распространены серноколчеданные месторождения (Тандзут, Чибухлы), приуроченные к кислым вулканогенным породам среднего эоцена, а также медные месторождения, иногда залегающие в непосредственной близости к мелким интрузиям гранитоидов. Месторождения колчеданного типа встречаются лишь в северо-западной наиболее интенсивно прогибавшейся части Севано-Акеринской зоны. Значительный интерес представляют месторождения и рудопроявления золота, отмечающиеся в зонах разрывных нарушений среди верхнемеловых и эоценовых отложений в районах развития интрузий офиолитового пояса.

Таким образом, для зоны характерны, с одной стороны, проявления оруденения, связанные генетически или пространственно с гипербазитовыми интрузиями, и, с другой стороны, с вулканогенными толщами. Развитие в последних месторождений колчеданного типа в некоторой степени сближает металлогению Севано-Акеринской и Сомхето-Карабахской зон.

В противоположность этому от них по геологическому строению, истории геологического развития и металлогеническим особенностям резко отличается Памбак-Зангезурская структурно-металлогеническая зона, являющаяся одной из самых важных частей Малого Кавказа. Наиболее характерной чертой Памбак-Зангезурской зоны является широкое распространение многостадийных и многофациальных гранитоидных массивов типа Мегри-Ордубадского плутона (Мкртчян, 1958). С этими массивами пространственно и генетически связаны весьма интересные с практической точки зрения медно-молибденовые месторождения, большей частью представленные зонами прожилково-вкрапленного оруденения. С медно-молибденовыми месторождениями парагенетически ассоциируют полиметаллические месторождения жильного или прожилково-вкрапленного типа (Пухрут и т. д.). Довольно широко развиты также самостоятельные полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения, приуроченные к вулканогенным породам третичного возраста (Агдара) или к карбонатным породам девона (Гюмушлуг). Предположительно, эти месторождения связываются (Азизбеков, Кашкай и др., 1962) с субвулканическими андезитами и дацитами плиоценового возраста. С такими же субвулканическими породами связываются и реальгар-аурипигментовые и сурьмяные месторождения. Кроме того, в Памбак-Зангезурской металлогенической зоне встречаются проявления титаномagnetитовой, скарново-железородной (Судагян) и золоторудной минерализации. Характерные же для Сомхето-Карабахской структурно-металлогенической зоны месторождения колчеданного типа в Памбак-Зангезурской зоне совершенно отсутствуют. С другой стороны, молибденовая минерализация для Сомхето-Карабахской зоны нехарактерна, хотя отдельные проявления молибденового оруденения и отмечены в нескольких пунктах зоны.

Изложенный материал показывает, что северная и южная части Малого Кавказа, отделяющиеся друг от друга разломами глубинного типа и резко различавшиеся историей геологического развития в палеозойское и мезо-кайнозойское время, характеризуются и различной металлогенией. Наиболее характерной рудной формацией южной части металлогенической провинции является формация медно-молибденовых месторождений во вторичных кварцитах, тогда как для северной части Малого Кавказа наиболее характерна колчеданная формация.

Наиболее интересные и важные в практическом отношении колчеданные месторождения распространены в Сомхето-Карабахской зоне.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СОМХЕТО-КАРАБАХСКОЙ ЗОНЫ

В строении Сомхето-Карабахской зоны принимают участие породы эопалеозоя, верхнего палеозоя, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена.

145 Наиболее древние эопалеозойские образования, слагающие фундамент Сомхето-Карабахской зоны, образуют несколько выступов, из которых самыми крупными являются Храмский и Локский массивы. Они представляют антиклинальные складки широтного простиранья, сложенные метаморфическими породами — биотитовыми и двуслюдяными сланцами, филлитами, сильно метаморфизованными основными породами вулканогенного и интрузивного происхождения. Все эти породы прорваны гранитоидами, которые занимают большую часть площади Локского и Храмского массивов. Гранитоиды представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, мусковитовыми и аляскитовыми гранитами, нередко гнейсовидными. По представлениям Г. М. Заридзе (1959, 1961), кислые интрузивные породы возникли в результате происходившей в герцинское время гранитизации метаморфизованных основных пород и филлитов, возраст которых по аналогии со сланцами Дзирульского массива условно считается нижнепалеозойским и частично докембрийским. Некоторые исследователи относят кислые интрузивные породы Локского и Храмского массивов к нижнему палеозою, хотя не исключают присутствия и более молодых интрузий.

Небольшие выходы эопалеозойских слюдисто-хлоритовых, кремнистых сланцев и филлитов известны также на северном склоне Мургузского хребта в бассейнах рек Гасан-су (Ахум) и Асрик-чай.

В северной части Храмского кристаллического массива развита толща туфогенных песчаников, туффитов и кислых вулканогенных пород, несогласно залегающая на кристаллических сланцах и несогласно перекрытая терригенно-осадочной толщей нижней юры. Находки флоры (Схиртладзе, 1960) датируют возраст этой толщи средним и верхним карбоном. По предположению А. Т. Асламiana

(1958), верхнепалеозойская континентальная вулканогенно-осадочная толща имела в Сомхето-Карабахской зоне довольно широкое развитие, но была размыва в результате юрской трансгрессии. Это предположение, видимо, достаточно справедливо, но в целом в течение верхнего палеозоя и триаса Сомхето-Карабахская зона представляла область господствующего размыва.

Резкое погружение Сомхето-Карабахской зоны, отвечающее началу ее геосинклинального развития, намечилось в нижней юре, когда происходило накопление преимущественно терригенно-осадочных отложений, вскрытых в настоящее время на периферии Локского и Храмского массивов, а также в верхнем течении рек Ахум и Ахинджачай. В районе Локского массива фаунистически обоснованные нижнеюрские отложения представлены глинистыми сланцами, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с прослоями конгломератов общей мощностью около 400—500 м. Около Ахумского выступа нижняя юра представлена глинистыми сланцами и песчаниками, переслаивающимися с порфиритами и пирокластическими породами среднего состава. Возраст толщи, мощность которой примерно такая же, как и в Локском массиве, определяется находкой тоарских форм.

К лейасу А. Т. Асланян (1958) относит и некоторые вулканогенные толщи, слагающие низы разреза в Алавердском, Шагали-Элиарском и Кафанском районах, но биостратиграфические исследования Н. Р. Азаряна (1959) не подтверждают присутствия в этом районе нижней юры. К. Н. Паффенгольц (1948, 1959) к нижней юре относит нижнюю вулканогенную толщу и толщу кварцевых порфиров, широко распространенные в юго-восточной части Сомхето-Карабахской зоны. Однако большинство исследователей в настоящее время (Абдуллаев, 1963; Азизбеков, 1947; Гасанов, 1961; Габриелян, 1959; Шихалибеги, 1966, и др.) считает необходимым возраст нижней вулканогенной толщи датировать аален-байосом или байосом. Таким образом, достоверный лейас в Сомхето-Карабахской зоне представлен в основном нормально-осадочными фациями при резко подчиненной роли вулканогенных отложений.

В противоположность этому средняя юра отличается резким преобладанием вулканогенных пород. Имея в Сомхето-Карабахской зоне чрезвычайно широкое распространение, она отчетливо делится на два комплекса — нижний вулканогенный и верхний вулканогенно-осадочный.

Первый из них, датирующийся байосом, сложен в низах преимущественно эффузивами среднего и основного состава с подчиненными горизонтами и прослоями пирокластических и туфогенно-осадочных пород. Эта толща, названная К. Н. Паффенгольцем нижней вулканогенной толщей, обладает мощностью до 1500 м. В Алавердском районе в верхней части толщи развита довольно мощная свита туфов и туфобрекчий андезитового, андезит-дацитового и дацитового состава. Нижняя вулканогенная толща перекрыта с небольшим несогласием толщей преимущественно кислых вулканогенных пород, получивших

название кварцевых порфиров или кварцевых плагиопорфиров (Азизбеков, 1943), хотя в большинстве случаев состав кислых эффузивов отвечает липарит-дацитовым и дацитовым порфиритам.

Возраст этой толщи, вмещающей большинство колчеданных месторождений Малого Кавказа, определяется преимущественно залеганием ее под фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными толщами или на основании сравнительно редких фаунистических находок. В юго-восточной части Сомхето-Карабахской зоны возраст толщи принимается большинством исследователей как верхнебайосский. В Алавердском районе верхняя возрастная граница толщи не выходит за пределы среднего байоса или низов верхнего байоса. К. Н. Паффенгольц (1948, 1959) возраст этой же толщи датирует ааленом. Мощность кислой вулканогенной толщи крайне непостоянна. Максимальная мощность ее, наблюдающаяся в пределах Азербайджана, составляет 600—700 м. В Северной Армении она не превышает 100 м.

Свита кислых вулканогенных пород трансгрессивно перекрывается осадочно-вулканогенной свитой, сложенной в большинстве районов азербайджанской части зоны преимущественно эффузивными и пирокластическими породами среднего состава с подчиненными прослоями туфогенно-осадочных пород. Фаунистические находки в этих породах датируют возраст толщи батом. К северо-западу роль туфогенно-осадочных пород в осадочно-вулканогенной свите возрастает и в Алавердском районе они приобретают преобладающее значение. Столь же значительна роль туфогенно-осадочных пород среди батских отложений и в Кафанском районе. В обоих районах формирование этой толщи начиналось еще в верхнем байосе. Мощность верхней осадочно-вулканогенной толщи еще более непостоянна, чем более древних свит средней юры. В синклиниях мощность ее превышает тысячу и более метров, в антиклинориях уменьшается до первых сотен метров.

Среднеюрские отложения со значительным размывом перекрываются верхнеюрской толщей, в составе которой констатированы отложения всех ярусов верхней юры. Из них келловей представлен преимущественно аркозовыми, полимиктовыми и граувакковыми песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, иногда туффитами суммарной мощностью от первых десятков метров до 200—300 м.

Местами келловейские отложения полностью размыты и выше-лежащие толщи оксфорда — кимериджа залегают непосредственно на более древних образованиях. Оксфорд сложен главным образом туфогенно-осадочными породами с прослоями известняков, а кимеридж — вулканогенными породами среднего и основного состава с небольшими прослоями туфогенно-осадочных отложений. Максимальная суммарная мощность толщи оксфорда и кимериджа, включая известняки лузитана, составляет не менее 1500 м. В большинстве районов разрез юры завершается вулканогенной толщей кимериджа и лишь в Кафанском районе известен титонский ярус, представленный почти нацело известняками мощностью до 200 м.

Все верхнеюрские толщи с резким размывом перекрываются более молодыми отложениями, среди которых нижний мел, особенно неоком, имеет весьма ограниченное распространение. Достоверно установленный неоком известен лишь в Зангезуре, где он слагает верхнюю часть склонов Хуступского хребта и выходит в некоторых пунктах в бассейне р. Воротан (Мкртчян, 1958). Представлен неоком фаунистически охарактеризованными известняками мощностью до 400 м. В целом же Сомхето-Карабахская зона в конце верхней юры и неокоме представляла область преобладающего размыва, испытавшую инверсионную складчатость и горообразование.

Новое погружение, охватившее частные прогибы, началось в апте, когда отлагались в некоторых местах (Агджакендский район в Азербайджане, Ноемберянский район в Северной Армении и Восточный Зангезур) песчаники и мергели мощностью от нескольких метров до 100—150 м.

Более широким распространением пользуется альб, который выходит в Зангезуре, в Шамшадинском и Ноемберянском районах Армении, в районе Агджакенда и в Нагорном Карабахе. Разрез альбских отложений в различных районах сильно меняется, хотя в нем почти повсюду преобладают карбонатные породы и породы терригенно-осадочного происхождения. Встречаются также туфогенные песчаники и вулканогенные породы среднего состава. Мощность альбских отложений колеблется от первых метров до 350—400 м.

Еще более широкое развитие имеют отложения верхнего мела, представленные тремя литологически различными толщами. Сеноманская толща, часто трансгрессивно лежащая на более древних отложениях с конгломератами в основании, сложена туффитами, туфогенными и известковистыми песчаниками. Состав ее отличается большой выдержанностью, но мощности заметно меняются, достигая максимальных значений (до 500—600 м) в Нагорном Карабахе и Прикуринской части Сомхето-Карабахской зоны.

На сеноманских отложениях лежит осадочно-вулканогенная толща турон-коньякского возраста мощностью 1500—2000 м. Наибольшая мощность толщи наблюдается в Нагорном Карабахе на юго-восточном погружении зоны, где турон и коньяк представлены эффузивами и туфами среднего и основного состава, и в грузинской части Сомхето-Карабахской зоны, отвечающей Болнисской зоне П. Д. Гамкрелидзе (1957). В Болнисской зоне в этой толще местами резко преобладают туфы и туфо-брекчии кислого состава с отдельными потоками и покровами соответствующих эффузивов, горизонтами вулканогенных пород среднего состава и с прослоями туффитов, туфогенных песчаников и мергелей.

Верхний сенон представлен толщей известняков и мергелей мощностью до 500 м. Верхнемеловой этап развития Сомхето-Карабахской зоны, выразившийся в интенсивном прогибании на ее погружениях и в разделявших зону частных прогибах, завершился общим поднятием в предэоценовое время.

Новое прогибание, охватившее главным образом северо-западную часть зоны, началось в среднем эоцене. Среднеэоценовая толща в этих районах лежит с резким размывом и иногда с базальными конгломератами в основании непосредственно на верхней или средней юре. В окрестностях Локского массива среднеэоценовая толща трансгрессивно срезает контакты эопалеозойских, юрских и верхнемеловых образований, скрываясь к северо-западу под покровами лав Ахалкалакского плато. В толще среднего эоцена в Сомхетском хребте и в бассейне р. Марцигет выделяется несколько свит, наиболее древней из которых является свита конгломератов, туфогенных песчаников, туффитов и туфов андезитового и дацитового состава. Местами в ней появляются горизонты полимиктовых песчаников и глин с пластами углей (Шамут).

На вулканогенно-осадочной толще лежит мощная толща андезитовых и базальтовых порфиритов и их пирокластических аналогов с отдельными прослоями и горизонтами туфогенно-осадочных пород и линзами известняков. Венчается разрез эоцена в северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны свитой туфов и туффитов дацитового состава, часто полосчатых. Возраст всех перечисленных свит не выходит за пределы лютетского яруса среднего эоцена, что доказывается фауной нуммулитов, найденной в разных частях разреза (Габриелян, 1955). Общая мощность эоцена в пределах Сомхето-Карабахской зоны составляет 1000—1500 м.

После среднего эоцена Сомхето-Карабахская зона подверглась мощным складкообразовательным движениям и поднятию, представляя с этого времени в основном область размыва. В связи с этим послесреднеэоценовые отложения в Сомхето-Карабахской зоне не играют существенной роли, за исключением крайнего северо-запада, где в пределах Ахалкалакского плато развита мощная (до 1200 м) толща андезитовых лав, относимая к неогену или, по К. Н. Паффенгольцу (1948, 1959), к олигоцену. Заслуживают быть отмеченными также потоки базальтов и андезито-базальтов верхнеплиоценового или нижнеплейстоценового возраста в долинах рек Дзорагет, Дебет, Храми, Машавера, где лавы переслаиваются с пролювиально-аллювиальными отложениями. Андезито-базальты и базальты распространены также в Кафанском районе в долине р. Охчи-чай.

Своеобразными особенностями отличается тектоника Сомхето-Карабахской зоны (рис. 2), характеризующаяся пологим залеганием всех мезозойских и кайнозойских толщ и широким развитием разрывных нарушений. Складки в Сомхето-Карабахской зоне имеют преимущественно вид коробчатых брахиантиклиналей, разделенных между собой расплывчатыми депрессиями, представляя пример складчатости промежуточного типа по В. В. Белоусову (1954, 1958, 1962). Так как в строении складок участвуют в значительной мере или в основном грубо расслоенные или массивные вулканогенные породы, история развития складчатых структур и их конфигурация, как и история развития других структурных элементов, не всегда получала надлежащее освещение.

К. Н. Паффенгольц (1948, 1959) и некоторые другие исследователи считают, что все основные структурные элементы Сомхето-Карабахской зоны имеют северо-западное простирание, параллельное простиранию зоны в целом. Возникновение этих структурных

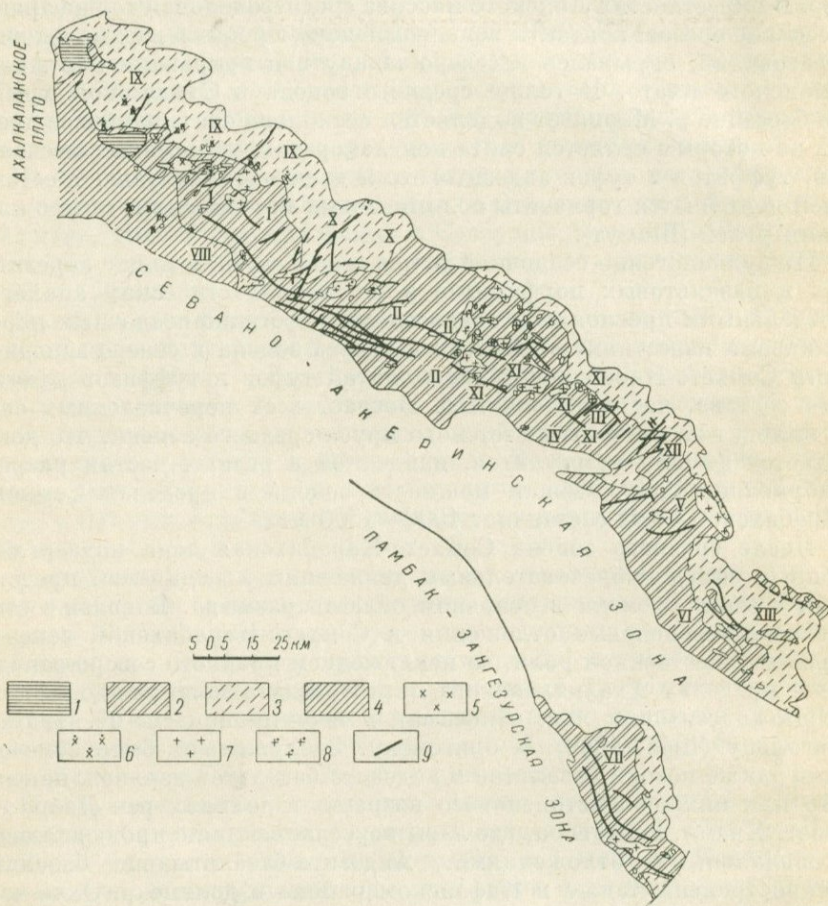


Рис. 2. Схема тектонического строения Сомхето-Карабахской зоны

1 — палеозойский фундамент; 2 — юрско-неокомовый структурный ярус; 3 — верхнемеловой структурный ярус; 4 — палеогеновый структурный ярус; 5 — палеогеновые гранитоиды; 6 — верхнемеловые гранитоиды; 7 — неокомовые гранитоиды; 8 — юрские гранитоиды; 9 — оси складок. Антиклинории. I — Алавердский; II — Шамхорский; III — Гекгельский; IV — Мровдагский; V — Агдамский; VI — Карабахский; VII — Кафанский. Синклинории; VIII — Лалварский; IX — Болнисский; X — Иджеванский (Казахский); XI — Дашкесанский; XII — Агджакедский; XIII — Мартунинский

элементов К. Н. Паффенгольц связывает лишь с одной предолигоценной складчатостью. А. Т. Аслanian (1958) и другие геологи полагают, что в Сомхето-Карабахской зоне, или в Антикавказском оротектоническом поясе по его терминологии, развиты структуры пре-

имущественно антикавказского — субширотного и северо-восточного простирания, возникшие в течение нескольких этапов складчатости.

Наши наблюдения и анализ имеющихся материалов показывают, что в Сомхето-Карабахской зоне сложно сочетаются структурные формы продольного, поперечного и диагонального простираний, что связано, видимо, во-первых, с различной ориентировкой блоков неглубоко залегающего раздробленного палеозойского кристаллического фундамента, во-вторых, с влиянием окаймляющих с юго-запада Сомхето-Карабахскую зону разломов глубинного типа, и, в-третьих, с изменением плана деформаций на различных этапах многократных тектонических движений, охватывавших всю зону в целом или отдельные ее части. В частности, юрские отложения смяты в складки как субширотного и северо-восточного простирания, что наблюдается в северо-западной части зоны, так и в складки общекавказского северо-западного простирания преимущественно в ее юго-восточной части.

Ориентировка верхнемеловых складок определяется в значительной мере конфигурацией тех частных прогибов, которые выполнены верхнемеловыми отложениями. В северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны, т. е. в ее Болнисской подзоне, крупные складки верхнемеловых отложений имеют широтное простирание, строго отвечающее простиранию эопалеозойских кристаллических массивов. В то же время более мелкие дополнительные складки имеют часто субмеридиональное простирание, что связано, по-видимому, с направлением крупных разрывных нарушений в неглубоко залегающем кристаллическом фундаменте.

Более отчетливо выраженное господствующее северо-западное простирание, совпадающее с простиранием всей зоны, имеют складки эоценовых отложений, возникшие в результате главной инверсионной складчатости предолигоценного времени. Эта же складчатость обусловила в некоторых случаях появление структур северо-западного простирания и в более древних юрских отложениях в результате переработки складок в последних.

В соответствии с ориентировкой осей крупных складок располагаются и связанные со складчатостью крупные разрывные нарушения, имеющие в одних случаях северо-западное простирание, в других — вытянутые в северо-восточном направлении.

Независимо от времени возникновения все складки в Сомхето-Карабахской зоне, как отмечалось выше, являются брахиформными и отличаются пологими углами падения крыльев, не превышающими обычно 20—30°.

Складки собраны в антиклинории и синклинории, отвечающие соответствующим частным прогибам и поднятиям различных этапов геосинклинального развития Сомхето-Карабахской зоны. В осевой части зоны, где преимущественным развитием пользуются юрские отложения, выделяются с северо-запада на юго-восток Алавердский, Шамхорский, Гекгельский, Мровдагский, Агдамский и Карабахский антиклинории.

Алавердский и Шамхорский антиклинории разделены между собой Иджеванским синклинорием. Шамхорский антиклинорий отделен от расположенных юго-восточнее Мровдагского и Гекгельского антиклинориев сложно построенным Дашкесанским синклинорием. Мровдагский и Гекгельский антиклинории с юго-востока смыкаются с Агджакендским синклинорием, юго-восточнее которого расположен Агдамский антиклинорий. Последний отделяется от Карабахского антиклинория Тоурагачайским прогибом, представляющим, по Э. Ш. Шихалибейли (1964), широтный выступ смежной Севано-Акеринской зоны. Крайнюю юго-восточную часть Сомхето-Карабахской зоны представляет Мартунинский синклинорий, состоящий из серии кулисообразно расположенных складок северо-западного простирания и резко погружающийся под мощную толщу рыхлых отложений Нижне-Араксинской депрессии.

В северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны на стыке ее с Куринским прогибом четко обрисовывается Болнисский синклинорий, который смыкается на северном склоне Сомхетского хребта с Лалварским синклинорием, окаймляющим осевую часть зоны с юго-запада.

Каждый из перечисленных антиклинориев и синклинориев отличался режимом тектонических движений и, следовательно, формационными типами и фаціальным характером отложений, интенсивностью и формами дислокаций, характером проявлений магматизма уже с начала формирования геосинклинального прогиба северо-восточной части Малого Кавказа. Дифференциация движений и разделение зоны на частные прогибы и поднятия возросли в конце юры и особенно в верхнем мелу и палеогене, когда все основные структурные единицы Сомхето-Карабахской зоны приобрели близкий к современному вид. Отличаясь типами стратиграфо-литологических разрезов, тектоническими особенностями и особенностями магматизма, каждый из антиклинориев и синклинориев представляет особую структурно-формационную подзону в сложно построенной Сомхето-Карабахской зоне.

Формирование антиклинориев и синклинориев осевой части зоны, начавшееся в нижней юре, особенно интенсивно происходило в средней и верхней юре и завершилось в основном в неокме, когда Сомхето-Карабахская зона испытала частную инверсионную складчатость. С конца верхней юры антиклинории представляли в основном области размыва. Периферические части зоны вовлекались в интенсивное прогибание в верхнем мелу (Болнисский синклинорий) и в эоцене (Лалварский синклинорий) в связи с формированием смежных геотектонических зон и оживлением движений по глубинным разломам.

Как отмечалось, геосинклинальное развитие Сомхето-Карабахской зоны сопровождалось неоднократными складкообразовательными движениями, имевшими в разных частях зоны различную интенсивность. Наиболее важными этапами складчатости являлись нижнемеловой, преэоценовый и предолигоценый; нижнемеловая

и предолгоценовая складчатости имели инверсионный характер. Частная инверсия тектонического режима была связана и с предэоценовой складчатостью.

Среди мезо-кайнозойских отложений могут быть выделены, не считая послеоценовых образований, три тектоно-магматических комплекса: юрско-неокомовый, верхнемеловой и эоценовый. Структурные формы в этих комплексах характеризуются специфическими особенностями. Эти тектоно-магматические комплексы отличаются и своеобразием проявлений интрузивной деятельности, которые довольно отчетливо совпадают во времени с крупными складкообразовательными движениями, главным образом с движениями верхнебайосско-батского, верхнеюрско-неокомового и предолгоценового времени. В большинстве случаев интрузивные породы пространственно приурочены к площадям развития родственных тектоно-магматических комплексов, но иногда более молодые интрузии располагаются в более древних структурных ярусах. Характерным примером этого является Алавердский район, где проявления интрузивной магматической деятельности предолгоценового времени нередко наблюдаются среди толщ юрского возраста. Своеобразной особенностью интрузивного магматизма Сомхето-Карабахской зоны является полное отсутствие интрузий гипербазитов и весьма подчиненная роль интрузий основных пород, большей частью возникших в результате ассимиляции гранитоидной магмой вулканогенных пород среднего и основного состава. Гораздо большее развитие имеют основные разности среди жильных образований, внедрявшихся после кристаллизации более крупных интрузий.

Металлогенические особенности Сомхето-Карабахской зоны и отдельных ее частей находятся в прямой зависимости от характера развитых здесь тектоно-магматических комплексов. Для металлогении Сомхето-Карабахской зоны наиболее характерными являются месторождения колчеданной формации, нередко тесно ассоциирующиеся с баритовыми месторождениями, а также с гидротермальными или осадочно-эксталяционными месторождениями железа и марганца. Кроме того, в пределах Сомхето-Карабахской зоны известны медно-гематитовые месторождения и рудопроявления в вулканогенно-осадочной толще эоцена, полиметаллические месторождения жильного типа, проявления медно-турмалиновой и медно-молибденовой минерализации в измененных гранитоидах, скарновые месторождения железа, иногда с наложенной на них кобальтовой минерализацией. Кобальтовые месторождения известны только в Дашкесанском синклинии в тесной пространственной и, по-видимому, парагенетической связи с дайками габбро-диабазов или основными дериватами Дашкесанской гранитоидной интрузии нижнемелового возраста. С этой же интрузией связаны и важные в практическом отношении скарновые гематит-магнетитовые месторождения. Незначительные проявления скарновой железорудной минерализации известны, кроме того, в экзоконтакте Кохбского интрузивного массива, расположенного в краевой части Алавердского антиклинария.

Приуроченность различных типов эндогенной минерализации или рудных формаций к определенным структурным единицам Сомхето-Карабахской зоны имеет важное металлогеническое и по-

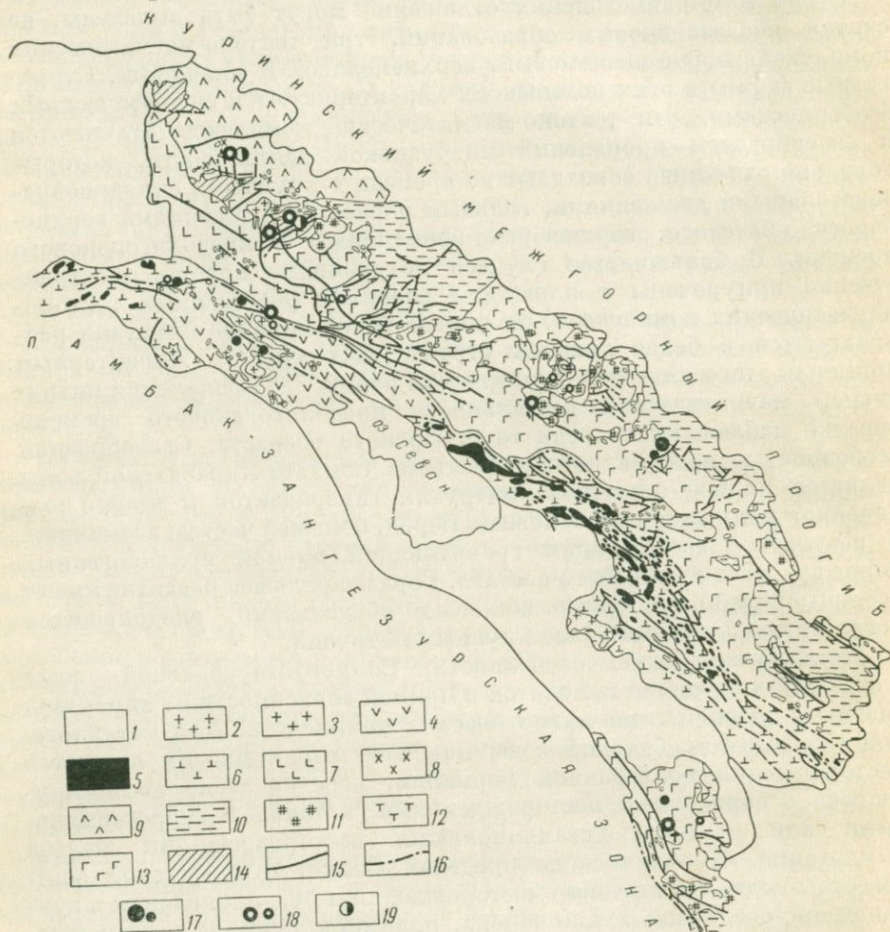


Рис. 3. Схема размещения колчеданных месторождений Малого Кавказа

1 — наложенные послепалеогеновые впадины; 2 — субщелочные гранитоиды и щелочные породы верхнего эоцена; 3 — гранитоиды среднего эоцена; 4 — палеогеновый комплекс северо-западной части Севано-Акеринской зоны; 5 — гипербазиты офиолитового пояса; 6 — мел — палеогеновый комплекс Севано-Акеринской зоны; 7 — палеогеновый комплекс Сомхето-Карабахской зоны; 8 — гранитоиды верхнемелового тектоно-магматического комплекса; 9 — верхнемеловой комплекс Болнисской подзоны; 10 — верхнемеловой комплекс Сомхето-Карабахской зоны; 11 — гранитоиды юры и неокома; 12 — кислые вулканогенные толщи юры Сомхето-Карабахской зоны; 13 — юрский комплекс Сомхето-Карабахской зоны; 14 — палеозойские образования; 15 — оси складок; 16 — разрывные нарушения; 17 — серно-колчеданные месторождения и рудопроявления; 18 — медноколчеданные месторождения и рудопроявления; 19 — барит-полиметаллические колчеданные месторождения

исково-разведочное значение. Сложенные главным образом нижним вулканогенным комплексом средней юры антиклинории характеризуются почти исключительно колчеданным оруденением, иногда

сопровождающимся проявлениями баритовой, жильной полиметаллической или гематитовой минерализации. К таким антиклинориям относятся Алавердский, Шамхорский, Гекгельский и Кафанский. В антиклинориях юго-восточной части зоны (Агдамском, Карабахском), где преимущественно развит верхний осадочно-вулканогенный комплекс средней юры и более молодые мезозойские отложения, эндогенная минерализация выражена лишь полиметаллическими и баритовыми месторождениями жильного типа.

В синклинориях осевой части Сомхето-Карабахской зоны распространено железорудное скарновое, гидротермальное кобальтовое, алунитовое (Заглик), марганцевое (Севкар) и иногда свинцово-цинковое оруденение пластообразного типа в карбонатных породах (месторождение Мосес в Иджеванском синклинории).

В противоположность этому в Болнисском синклинории, где преимущественным развитием пользуется верхнемеловой тектоно-магматический комплекс, близкий по петрологическим особенностям к более древнему комплексу юры — неокома других частей Сомхето-Карабахской зоны, характер минерализации очень близок к характеру минерализации Алавердского, Шамхорского и Кафанского антиклинориев. В Болнисском синклинории развиты медные и барито-полиметаллические месторождения колчеданного типа, а также баритовые, марганцевые и гематитовые месторождения.

Подчеркивая различия в характере эндогенной металлогении между различными структурно-формационными подзонами, нужно иметь в виду, что и внутри последних оруденение вследствие различий в сочетании разных стратиграфических, литологических, магматических и структурных факторов распределено далеко не равномерно, а концентрируется в определенных районах и участках. В частности, связанное с юрско-неокомовым тектоно-магматическим комплексом колчеданное оруденение во всех его проявлениях, т. е. в виде месторождений серноколчеданного, медноколчеданного, медно-цинкового и барито-полиметаллического состава, сосредоточено в следующих районах: 1) Алавердском (на западном погружении Алавердского антиклинория); 2) Кедабекском (в Шамхорском антиклинории); 3) Чирагидзорском (в Гекгельском антиклинории); 4) Кафанском (в Кафанском антиклинории). Колчеданное оруденение в верхнемеловом тектоно-магматическом комплексе сконцентрировано в Болнисском рудном районе (рис. 3). В соответствии с этим делением на основе детального описания Алавердского рудного района рассматриваются геологические условия образования и размещения колчеданных месторождений.

Глава III

ГЕОЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Основная часть Алавердского рудного района находится на левом склоне долины р. Дебет в бассейнах рек Лалвар и Учкилиса, берущих начало на склонах горы Лалвар. Здесь расположены сравнительно крупные и давно известные колчеданные месторождения — Алавердское, Шамлугское и Ахталское, а также Учкилисинское баритовое месторождение и ряд рудопроявлений различного состава. Все они приурочены к крыльям Дебедачайского брахиантиклинального поднятия. На правом склоне долины р. Дебед известно несколько недостаточно изученных рудопроявлений (Шевут, Техут и т. д.).

Разработка медных и полиметаллических руд в Алавердском районе началась очень давно. С конца XIX в. до 1917 г. месторождения района эксплуатировались. Более обстоятельные геологические исследования дореволюционного времени связаны с именами Н. А. Морозова (1912) и О. Т. Карапетяна (1914).

Систематическое изучение геологии и месторождений полезных ископаемых района, как и всего Малого Кавказа, началось после Великой Октябрьской революции и идет до настоящего времени все нарастающими темпами. Это изучение связано с именами В. Г. Грушевого (1932, 1934), К. Н. Паффенгольца (1948, 1959), О. Т. Степаняна (1938, 1944), В. В. Белоусова, Е. Е. Захарова, А. Т. Асланяна (1949, 1958), И. Г. Магакьяна (1947, 1954), С. С. Мкртчяна (1960), Б. С. Вартапетяна (1960, 1965), Г. А. Казаряна (1962), Э. Г. Малхасяна (1962, 1965), Э. А. Хачатуряна (1957), П. Ф. Сопко (1947, 1959, 1961, 1963) и других исследователей.

Однако до сих пор недостаточно ясны некоторые вопросы развития вулканической и интрузивной магматической деятельности района, истории формирования структурных элементов, соотношений во времени и пространстве между различными по минералого-

геохимическому выражению проявлениями метаморфизма, метасоматоза и оруденения. Выяснение этих вопросов имеет первостепенное значение для углубленного понимания условий формирования колчеданных тел и особенностей литологического и структурного контроля оруденения, что необходимо для обоснованной прогнозной оценки района и целенаправленного ведения поисковых и разведочных работ.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

В строении Алавердского рудного района наиболее важную роль играют толщи пород юрского возраста, в составе которых резко преобладают вулканогенные отложения. На склонах горы Лалвар породы юрского возраста перекрыты отложениями эоцена, также имеющими в основном вулканогенный характер. Широким развитием в районе пользуются интрузивные и жильные породы различного состава, происхождения и возраста, залегающие преимущественно среди юрских толщ.

Широко развитые небольшой мощности элювиально-делювиальные отложения водораздельных участков и склонов, аллювий речных долин и потоки базальтов и андезито-базальтов имеют антропогенный возраст. Базальты и андезито-базальты, слагающие несколько одновременных потоков, развиты в долине р. Дебед и в нижнем течении р. Учкиса.

В основании разреза лежит мощный комплекс вулканогенных пород, который по условиям залегания и литологическому составу разделяется на три толщи. Нижняя толща, или дебедачайская свита, сложена преимущественно эффузивными породами основного и среднего состава с отдельными горизонтами и прослоями аналогичных по составу пирокластических и туфогенно-осадочных пород. Особое положение занимают выходящие в Ахтальском рудном поле вулканические породы кислого состава — так называемые кварцевые порфиры, которые К. Н. Паффенгольц (1948) считает более древними, чем породы дебедачайской свиты. По А. Т. Асланяну (1958), кварцевые порфиры представляют интрузивные образования. Мы рассматриваем эту толщу как совокупность эффузивных, пирокластических и субвулканических пород внутри дебедачайской свиты.

Дебедачайская свита перекрывается толщей пирокластических пород среднего состава, получившей у В. Г. Грушевого (1930) и других геологов название нижних туфобрекчий; нами эта толща названа кошабертской свитой.

На кошабертской свите залегает венчающая разрез нижнего вулканогенного комплекса прерывистая толща кислых вулканогенных пород, особенно отчетливо выраженная в Шамлугском рудном поле и к востоку от него. Эта толща, называвшаяся кератофировым горизонтом (Асланян, 1958 и др.) и рудоносной свитой (Сопко, 1961), установлена нами и в Алавердском рудном поле, где ранее она не выделялась, так как слагающие ее породы в большинстве случаев

интенсивно изменены и в значительной степени утратили черты первичного состава и строения. Здесь толща представлена двумя фациями — вулканогенной, развитой в западной части Алавердского рудного поля, и туфогенно-осадочной — в восточной его части.

В большей части района на нижнем вулканогенном комплексе залегает толща туфогенных песчаников, в западной же части Алавердского рудного поля на нем лежит мощная и пестрая по составу осадочно-вулканогенная толща (шихтахтская свита), которая, очевидно, фациально замещает толщу песчаников, так как обе они перекрываются развитой в западной и северо-восточной частях района толщей пироксеновых, андезитовых и диабазовых порфиритов и их пирокластических аналогов, содержащей горизонты туфогенно-осадочных пород. Эта толща перекрыта туфогенными и полимиктовыми песчаниками с фаунистическими остатками бата, которая на перевале между Алаверды и Шамлугом сливается с песчаниками нижней толщи. Таким образом, туфогенно-осадочная и осадочно-вулканогенная толщи образуют единый осадочно-вулканогенный комплекс, сформировавшийся в верхнем байосе и бате. Он трансгрессивно перекрывается аркозовыми и полимиктовыми песчаниками келловейского возраста, на склонах горы Лалвар перекрытыми толщей мандельштейновых порфиритов, их туфов и вулканических брекчий с подчиненными прослоями вулканогенных пород более кислого состава, относящейся к оксфорду и кимериджу (Асланян, 1958) или к кимериджу.

Оксфорд-кимериджская вулканогенная толща перекрывается трансгрессивно и с угловым несогласием отложениями среднего эоцена, в основании которых залегает прерывистый горизонт базальных конгломератов, а выше лежат туфы дацитовых порфиритов и известковистые туфогенные песчаники с нуммулитами лютетского яруса, перекрытые пироксеновыми базальтовыми порфиритами, их туфами и вулканическими брекчиями.

Литологический состав слагающей низы разреза дебедачайской свиты в различных частях района неодинаков. В западной части и на склонах долины р. Дебет в ней резко преобладают андезитовые порфириты и их лавовые брекчи, тогда как пирокластические породы образуют только маломощные невыдержанные прослои. В то же время в бассейне нижнего течения р. Учклиса свита обладает стратифицированным строением, характеризуясь чередованием пачек андезитовых и диабазовых порфиритов, туфов, туфовых и вулканических брекчий преимущественно андезитового состава и слоистых туфогенно-осадочных пород.

К западу от этого участка количество пирокластических и туфогенно-осадочных пород быстро уменьшается, и состав свиты становится более однородным.

В целом в свите преобладают эффузивные породы: андезитовые, диабазовые и дацитовые порфириты. Широко развиты их лавовые брекчи.

В андезитовых порфиритах количество вкрапленников, их размеры и состав варьируют в весьма широких пределах. Количество вкрапленников колеблется обычно от 10 до 40% объема пород, а размер вкрапленников — от 0,5 до 2 мм.

Характерной особенностью андезитовых порфиритов свиты является присутствие в них миндалинов, количество которых чаще составляет от 10 до 30% объема пород, иногда же возрастает до 60—70%, когда породы приобретают облик настоящих мандельштейнов, как это наблюдается в нижнем течении реки Учкислиса, в ряде участков Алавердского рудного поля и в других частях района. Во вкрапленниках содержатся плагиоклазы и иногда пироксен. Наиболее широкое распространение имеют тесно связанные между собой постепенными переходами плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разности андезитовых порфиритов.

Под микроскопом в их составе обнаруживаются плагиоклазы, пироксен, роговая обманка, магнетит, рутил, апатит и развивающиеся в результате вторичных процессов серицит, хлорит, эпидот, пренит, карбонат, кварц, пирит. Неизменный плагиоклаз принадлежит андезину (№ 32—40), но часто представлен вторичным альбитом, обычно почти не содержащим анортитовой молекулы (№ 0—5). Лишь изредка развивается альбит-олигоклаз (№ 12—15). Иногда в центральных частях фенокристаллов плагиоклаза сохраняется андезин, окруженный периферической каемкой альбита.

Пироксен во вкрапленниках наблюдается значительно реже плагиоклаза, обычно почти полностью замещаясь хлоритом или эпидотом с примесью карбоната, пренита или альбита.

Сильно измененная — хлоритизированная, эпидотизированная и окварцованная — основная масса имеет чаще всего микролитовую структуру, которая в плагиоклаз-пироксеновых разностях сменяется андезитовой структурой. Значительно реже основная масса имеет гиалопилитовую или пилотакситовую структуру.

Химический состав андезитовых порфиритов дебедачайской свиты (Абовян, Багдасарян и др., 1962) характеризуется относительно низкими содержаниями кремнекислоты, высокими содержаниями железа и щелочных земель при преобладании среди щелочей натрия над калием.

Андезитовые порфириты слагают, как правило, не обширные покровы, а отдельные потоки различной протяженности и мощности, подтверждением чему служит нередко наблюдающийся переход андезитовых порфиритов в лавовые брекчии, залегающие в виде линзообразных прослоев с максимальной мощностью 5—10 м. Размер обломков в них колеблется от 2—4 до 10 см, иногда до 20—30 см, а количество достигает 20—30% объема пород. Между обломками обычно наблюдается тот же материал, которым сложены обломки. Этот материал лишь иногда отличается более светлой светло-зелено-ватой-серой окраской.

Диабазовые порфириты и диабазы в составе дебедачайской свиты имеют намного меньшее распространение, чем эффузивы среднего

состава. Порфиновые выделения плагиоклаза размером в десятки доли миллиметра встречаются в них в небольшом количестве и не всегда. Под микроскопом породы обнаруживают диабазовую структуру, обусловленную развитием мелких лейст соссюритизированного или замещенного альбитом плагиоклаза, погруженных в хлоритизированную массу. Лишь в редких случаях в отдельных зернах наблюдаются реликты свежего плагиоклаза (лабрадор № 58—60). Местами породы обладают интерсертальной структурой. В краевых частях покровов и потоков встречаются лавовые брекчии диабазового состава.

Пирокластические породы дебедачайской свиты представлены туфами, агломератами, туфовыми и вулканическими брекчиями андезитовых порфиритов, а также туфами, вулканическими и туфовыми брекчиями смешанного состава. Чаще встречаются пирокластические породы андезитового состава, особенно широко распространенные в бассейне нижнего течения Учкилысы. Различающиеся друг от друга составом или размером обломков разности пирокластических пород часто тесно связаны между собой постепенными переходами. Вулканические и туфовые брекчии андезитовых порфиритов в бассейне нижнего течения Учкилысы встречаются в нижних частях разреза свиты. В пределах Алавердского рудного поля грубообломочные пирокластические аналоги андезитовых порфиритов развиты в самой верхней ее части, образуя линзообразные прослойки невыдержанной мощности.

Более мелкообломочные разности пирокластических пород андезитового состава, представленные зернистыми, грубыми и лапиллевыми туфами чаще встречаются в тех же местах, где развиты вулканические и туфовые брекчии, т. е. преимущественно в нижнем течении Учкилысы. Петрохимические особенности туфов близки к петрохимическим особенностям андезитовых порфиритов.

Туфы диабазовых порфиритов встречаются вместе с соответствующими эффузивами в восточной части района. Размер частиц в туфах в большинстве случаев измеряется сотыми и десятими долями миллиметра, т. е. туфы относятся к тонким и зернистым разностям. Значительно реже встречаются грубые и лапиллиевые туфы. В нижнем течении Учкилысы среди туфогенно-слоистых пород и в верхах свиты вместе с дацитовыми порфиритами наблюдаются зернистые и грубые туфы дацитового состава.

Пирокластические породы смешанного состава отмечены Н. М. Чернышовым (1962) в виде линзообразного прослоя длиной около 100 м и мощностью от 10 до 20 м в русле Учкилысы. В разрезе линзы наблюдаются незакономерно чередующиеся и сменяющие друг друга по простиранию вулканические и туфовые брекчии, лапиллиевые, грубые и зернистые туфы смешанного состава. Туфовые и вулканические брекчии состоят из беспорядочно расположенных угловатых или неправильной формы обломков размером от 1—2 до 30—40 см. Изредка размер обломков достигает 80 см. Количество обломков составляет от 20—30% объема пород в туфовых брекчиях

до 70—80% в вулканических брекчиях. Обломки представлены андезитовыми порфиритами, иногда сильно эпидотизированными. В меньшем количестве встречаются обломки дацитовых порфиритов и сильно измененных липарит-дацитовых порфиров с вкрапленниками кварца. Цементирующая масса в этих породах отвечает зернистым или грубым туфам смешанного состава.

Кроме эффузивных и пирокластических пород, в восточной части района в дебедачайской свите встречаются подчиненные прослои туффитов и туфогенных песчаников. Туффиты связаны постепенными переходами с туфогенными песчаниками и с зернистыми и грубыми туфами андезитовых порфиритов.

Интересной особенностью дебедачайской свиты является довольно частое нахождение в ней яшмовидных пород кварц-гематитового состава (Чернышев, 1961). Яшмовидные породы наблюдаются и в других вулканогенных толщах, но в меньшем количестве. В дебедачайской свите они залегают среди эффузивных и пирокластических образований в виде неправильной формы тел, размер которых колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, изредка первых десятков метров. Мощность этих тел резко меняется на коротких расстояниях, составляя обычно от нескольких десятков сантиметров до первых метров, редко 10—15 м. Иногда в кварц-гематитовых породах сохраняются реликтовые участки подвергшихся окремнению андезитовых порфиритов и их туфов с более или менее отчетливыми контурами зерен плагиоклаза. Возникновение кварц-гематитовых пород, по-видимому, связано с проявлениями подводной фумарольно-сольфатарной деятельности, в результате которой выносилось значительное количество кремнезема и железа.

В восточной части района среди эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных образований дебедачайской свиты выходят кислые вулканогенные породы, подвергшиеся в большинстве случаев интенсивным гидротермальным изменениям. Эти породы, нередко содержащие реликтовые выделения первичного кварца, издавна получили название «кварцевых порфиров», хотя здесь преимущественно развиты липаритовые и липарит-дацитовые порфиры, дацитовые порфириты и пирокластические аналоги этих пород. Кислые вулканогенные породы распространены в прирусловой части долины Учкислы в ее нижнем течении и по склонам долины (рис. 4) ее левого притока Назик-су, занимая площадь около 0,5 км². Обособленные мелкие выходы липарит-дацитовых порфиров субвулканического облика известны также на правом берегу р. Дебет. В Ахталском рудном поле характер контакта «кварцевых порфиров» с дебедачайской свитой очень сложный (Чернышов, 1962). Отличительной особенностью этого контакта является большей частью несогласное залегание вулканогенных пород дебедачайской свиты на «кварцевых порфирах». Отдельные прослои эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных пород дебедачайской свиты как бы притыкаются к «кварцевым порфирам», вследствие чего последние перекрываются различными горизонтами дебедачайской свиты. Сложными

особенностями характеризуется контакт «кварцевых порфиров» с породами дебедачайской свиты в западной части Ахтальского рудного поля в русле р. Учкилисы и на склонах ее долины. В ряде случаев здесь отчетливо видно, что измененные «кварцевые порфиры» перекрываются эпидотизированными андезитовыми порфиритами и пирокластическими породами дебедачайской свиты без видимого несогласия. Поблизости от этих участков наблюдаются также с согласным залеганием тонкие инъекции измененных «кварцевых порфиров» в перекрывающие породы, проникающие в них на несколько метров. Иногда здесь развиты экструзивные брекчии «кварцевых порфиров»,



Рис. 4. Западная часть Ахтальского рудного поля.
Внизу — породы ахтальской толщи; крутые склоны —
породы дебедачайской свиты

в той или иной степени подвергшиеся гидротермальным изменениям. Здесь же в западной части рудного поля выходят неизменные «кварцевые порфиры», резко отделяющиеся как от гидротермально измененных «кварцевых порфиров», так и от вулканогенных пород дебедачайской свиты. На правом склоне долины Учкилисы жильобразные тела неизменных «кварцевых порфиров» уходят в эффузивные породы дебедачайской свиты, прорывая их.

Хотя в строении ахтальской толщи участвуют рвущие тела, ряд фактов, однако, не дает возможности говорить о субвулканическом происхождении ахтальских «кварцевых порфиров» в целом. К числу этих фактов относится прежде всего наличие в пределах Ахтальского месторождения среди измененных «кварцевых порфиров» пирокластических пород кислого состава. В западной части Ахтальского рудного поля наблюдаются также тектонические блоки, сложенные неизменными или слабоизмененными туфами и туфовыми брекчиями липарит-дацитовых порфиров и дацитовых порфиритов, прослоями туффитов и туфогенных песчаников того же состава, причем в некоторых случаях кислые пирокластические породы пересла-

иваются с туфами и вулканическими брекчиями андезитовых порфиритов. Таким образом, в ахталской толще, наряду с породами, застывавшими на глубине, присутствуют нормальные эффузивные и пирокластические породы кислого состава. Все это в совокупности с куполовидным залеганием толщи и притыканием к ней отдельных прослоев пород дебедачайской свиты заставляет рассматривать тело ахталских «кварцевых порфиров» как сложный вулканический аппарат, в пределах которого эффузивные и пирокластические породы сложно чередуются с застывавшими на некоторой глубине разностями примерно того же состава, а также иногда с вулканогенными породами среднего состава. Этот вулканический аппарат нельзя, по-видимому, рассматривать как останец подстилающей дебедачайскую свиту толщи кислых вулканогенных пород, как это считалось ранее, так как ахталские «кварцевые порфиры» имеют локальное распространение, прослеживаясь в то же время на значительную глубину. Скважина, пробуренная в центральной части Ахталского месторождения, прошла около 500 м по кислым вулканогенным породам, в той или иной степени измененным гидротермальными процессами.

Участвующие в строении вулканического аппарата туфы липарит-дацитовых порфиров и дацитовых порфиритов большей частью представлены грубозернистыми или среднезернистыми разностями. С ними иногда переслаиваются туфовые и вулканические брекчии, содержащие округлые или неправильной формы обломки размером 5—7 см.

Отличительной особенностью кислых эффузивов ахталской толщи, кроме светлой окраски, является присутствие (не всегда) бипирамидальных кристаллов прозрачного кварца. Иногда вместе с кварцем или без него во вкрапленниках присутствует полевой шпат, обычно интенсивно разложившийся с развитием по нему серицита, альбита, изредка эпидота и карбоната. В некоторых случаях фенокристаллы полевого шпата окружаются регенерационной каемкой вторичного кварца вплоть до их полного замещения. Представлен полевой шпат почти исключительно плагноклазом. Только в редких случаях в плагноклазе наблюдаются пертитовые вроски калиевого полевого шпата, как правило, интенсивно пелитизированного и серицитизированного. Принадлежность пород к липарит-дацитовым порфирам и дацитовым порфиритам подтверждается данными химических анализов (Абовян и др., 1962). Видимая мощность дебедачайской свиты в Алавердском районе 500—600 м, в других частях Сомхето-Карабахской зоны она достигает 1500—2000 м. В Ахталском рудном поле мощность залегающей над «кварцевыми порфирами» части дебедачайской свиты составляет около 300 м. Возраст дебедачайской свиты по аналогии с другими районами Сомхето-Карабахской зоны может быть датирован нижним и средним байосом, хотя частично низы ее, возможно, отвечают верхней части аалена (Паффенгольц, 1959, Гасанов, 1958). Кверху эффузивные и пирокластические породы дебедачайской свиты очень резко, но

согласно сменяются толщей пирокластических пород кошабертской свиты.

Кошабертская свита в районе распространена довольно широко, обнажая преимущественно на склонах горы Кизылташ; за его пределами она быстро выклинивается. В свите резко преобладают пирокластические породы среднего и переходного от среднего к кислому состава, представленные преимущественно среднеобломочными и грубообломочными разностями, содержащими характерные обломки полосчатых эффузивов и тонких туфов. Отдельные разности слагающих кошабертскую свиту пород быстро сменяют друг друга по простиранию и вертикали; резкие колебания испытывает при этом и мощность свиты. В разрезе свиты наблюдается закономерное изменение гранулометрического состава пирокластических пород и их химизма. В низах свиты преобладают грубые и лапиллиевые туфы, в верхах — туфовые брекчии. Параллельно с изменением размеров присутствующих в пирокластических образованиях обломков происходит изменение состава пород. В низах свиты пирокластические породы являются преимущественно аналогами андезитовых порфиритов, выше постепенно сменяются туфами и туфовыми брекчиями промежуточного андезитового, а затем дацитового состава. Кроме туфов, туфовых и вулканических брекчий андезитовых, андезит-дацитовых и дацитовых порфиритов, в кошабертской свите встречаются в резко подчиненном количестве тонкие и зернистые туфы различного состава, редкие прослои туфогенных песчаников и отдельные небольшие потоки андезитовых и дацитовых порфиритов. В туфовых брекчиях состав обломков, как правило, такой же, как и в туфах, но размер их достигает 30—40 см. По форме обломки представляют типичные вулканические бомбы. Характерна фиолетовая окраска всех обломков или их периферических частей.

Мощность кошабертской свиты испытывает очень большие колебания. Отложения кошабертской свиты слагают конус, несколько вытянутый в меридиональном направлении. Возраст отложений, перекрывающихся фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего байоса, отвечает скорее всего границе между средним и верхним байосом.

Трансгрессивно перекрывающие кошабертскую свиту и несогласно перекрытые более молодыми отложениями породы верхнего байоса имеют прерывистое распространение, наиболее отчетливо выраженное стратиграфическое положение занимая в Шамлугском рудном поле. Здесь на туфах и туфобрекчиях кошабертской свиты с небольшим несогласием залегают кислые эффузивы липаритового и липарит-дацитового состава, их лавовые брекчии, туфы, агломераты и вулканические брекчии с отдельными прослоями туфогенных песчаников и туффитов, в которых изредка встречаются остатки фауны верхнебайосского возраста. Количество пирокластических и туфогенно-осадочных пород несколько увеличивается в верхних частях рудоносной свиты, которая здесь с отчетливо заметным несогласием перекрыта толщей песчаников с фауной верхнего байоса

и бата. К востоку от Шамлуга эффузивные и пирокластические породы липаритового и липарит-дацитового состава, в большинстве случаев подвергшиеся весьма интенсивным гидротермальным изменениям, постепенно сменяются относительно свежими дацитовыми порфиритами, их туфами и вулканическими брекчиями, переслаивающимися с фиолетовыми песчаниками и туффитами. Мощность кислых вулканогенных пород меняется от 100—120 м в центральной части рудного поля до 90—100 м в восточной части района и до 40—50 м к западу от Шамлуга. На западном же крыле Дебедачайской брахиантиклинали в Алавердском рудном поле развиты две фациально различные толщи верхнебайосского возраста. В восточной части рудного поля на туфы и туфобрекчии кошабертской свиты налегает маломощная (до 20—30 м) толща фиолетовых известковистых и туфогенных песчаников и слоистых туфов, содержащих иногда слабоокатанные обломки эффузивов липаритового и липарит-дацитового состава. Эта толща несогласно перекрывается туфогенными песчаниками байоса — бата. Фиолетовые песчаники и туфы местами выходят и в зоне надвига, разделяющего западную и восточную части рудного поля, но в этой зоне на туфах и туфовых брекчиях кошабертской свиты в отдельных блоках залегают вулканогенные породы липаритового и липарит-дацитового состава, большей частью интенсивно измененные. Эти породы протягиваются и к западу от выходов зоны надвига, несогласно перекрываясь осадочно-вулканогенной толщей, в осадочных породах которой содержится фауна верхнего байоса — бата.

Кислые эффузивы верхнего байоса и их гидротермально измененные разности, в которых первичный состав часто подчеркивается только реликтовыми бипирамидальными выделениями прозрачного кварца, в начальный период изучения района (Грушевой, 1930 и др.) назывались кератофирами и кварцевыми кератофирами. Эти названия иногда употребляются и в настоящее время (Лебедев, Малхасян, 1965 и т. д.), однако ни минеральный состав пород, ни особенности их химизма не оправдывают применения их. Кератофиры и кварцевые кератофиры (Кузнецов, 1956, Коптев-Дворников и др., 1966) при высоком содержании кремнезема содержат большие количества щелочей, составляющие суммарно не менее 7%.

В породах кислого состава, слагающих верхнебайосскую толщу Алавердского района, суммарное содержание щелочей обычно не превышает 4—5% при колебаниях содержания кремнекислоты от 70 до 80%. Неизменные эффузивы этой толщи, встречающиеся в западной и восточной частях Шамлугского рудного поля и в северо-западной части Алавердского месторождения, во вкрапленниках содержат кварц и альбит (№ 5—8) или один из этих минералов. Изредка отмечаются (Лебедев, Малхасян, 1965) фенокристаллы калиевого полевого шпата, в какой-то мере замещенные альбитом. Часто породы имеют полосчатое строение. Основная масса обычно обладает микрофельзитовой или микропойкилитовой, иногда сферолитовой структурой. Встречающиеся в подчиненном количестве в Шамлугском и Алавердском рудных полях и слагающие в восточной части района

в совокупности со своими пирокластическими аналогами всю толщу разности эффузивов со сферолито-микролитовой структурой основной массы принадлежат дацитовым порфиритам.

Пирокластические породы липаритового, липарит-дацитового и дацитового состава развиты в толще достаточно широко. Они представлены как вулканическими и туфовыми брекчиями, так и тонкими, зернистыми, грубыми и лапиллиевыми туфами. Иногда в породах наблюдаются признаки спекшихся туфов, игнимбритов и обломки кислых пемз. Кроме кислых вулканогенных пород местами встречаются также эффузивные и пирокластические разности андезит-дацитового и андезитового состава.

Как указывалось, кислые вулканогенные породы и их фациальные аналоги залегают под фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего байоса, в ряде случаев в них содержатся остатки верхнебайосской фауны. Следовательно, возраст свиты должен быть ограничен низами или средней частью верхнего байоса. А. Т. Асланян (1958) к верхнему байосу относит лишь фиолетовые песчаники и туфы восточной части Алавердского рудного поля, датируя возраст кислых вулканогенных пород Шамлуга и других частей района, как и всего нижнего вулканогенного комплекса, лейасом.

В большей части района кислые вулканогенные породы, одно-возрастные с ними фиолетовые туфы и песчаники перекрыты туфогенными и полимиктовыми песчаниками, которые, имея верхнебайосский и частично батский возраст, местами ложатся непосредственно на кошабертскую свиту. В основании толщ песчаников в восточной части района иногда встречаются прослой мелкогалечных и изредка крупногалечных конгломератов (рис. 5). Резко преобладают в составе толщ туфогенные песчаники, чаще мелкозернистые. Обломочные частицы представлены андезитовыми порфиритами и реже более основными и более кислыми эффузивами, туфами, зернами плагиоклаза, кварца и др. При уменьшении количества туфогенного материала песчаники переходят в полимиктовые разности, нередко содержащие растительные остатки. Мощность толщ песчаников колеблется от 60—80 м в восточной части района до 150—200 м в остальных частях.

Фациально замещающая толщу песчаников осадочно-вулканогенная шихтахтская свита локально распространена в западной части Алавердского рудного поля. Свита отличается очень сложным литологическим и фациальным составом, характеризуясь чередованием эффузивов и различных пирокластических пород с туфогенно-осадочными образованиями. В шихтахтской свите наблюдается более или менее ярко выраженная стратифицированность.

Залегающий в низах свиты мощный вулканогенный горизонт сложен преимущественно агломератами и вулканическими брекчиями андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, вместе с которыми, но в значительно меньшем количестве присутствуют в виде невыдержанных маломощных прослоев более мелкообломочные разности пирокластических пород, а также встречаются эффузивы, пред-

ставленные андезитовыми порфиритами, иногда обладающими миндалекаменной текстурой, андезит-дацитовыми и дацитовыми порфиритами. По правому склону долины р. Лалвар в основании горизонта на кислых вулканогенных породах верхнего байоса, а иногда непосредственно на кошабертской свите залегает достаточно выдержанный покров мандельштейновых диабазовых порфиритов мощностью около 10 м.

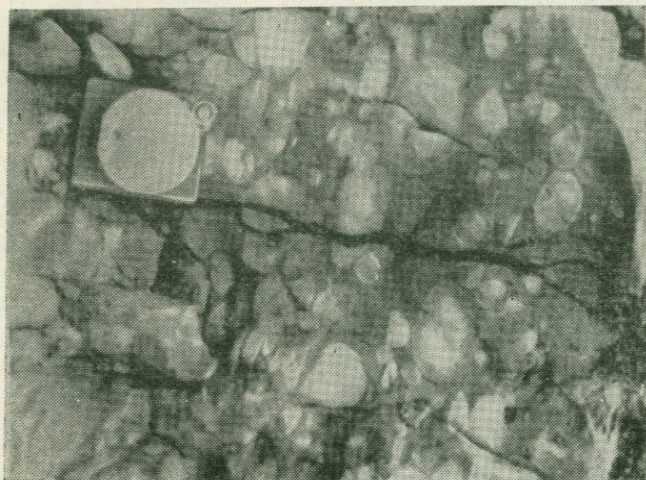


Рис. 5. Конгломераты из низов толщи песчаников верхнего байоса — бата

Связанные между собой взаимными переходами агломераты и вулканические брекчии содержат обломки округлой или эллипсоидальной формы, составляющие от 40 до 80% объема пород. Размер крупных обломков колеблется от 2 до 30—40 см. С агломератами и вулканическими брекчиями перемежаются зернистые, грубые и лапиллиевые туфы андезитового и андезит-дацитового состава. Особенностью туфов, а иногда и вулканических брекчий этого горизонта является присутствие в цементирующей массе мелких сферических агрегатов пумпеллиита, ассоциирующего с хлоритом.

Андезитовые порфириты представлены плагиоклазовыми и реже пироксен-плагиоклазовыми разностями с микролитовой и иногда андезитовой структурой основной массы. Нередко в породах наблюдаются миндалины (до 15—20% объема пород). Встречающиеся в виде небольших потоков дацитовые порфириты, кроме фенокристаллов плагиоклаза (олигоклаз № 20—30), иногда содержат мелкие порфировые выделения кварца и роговой обманки и обладают сферолитовой или микропойкилитовой основной массой.

Нерасслоенные или груборасслоенные эффузивные и пирокластические породы нижнего горизонта перекрываются невыдержанной

(до 20 м) пачкой слоистых туфогенных пород среднего состава, туффитов, грубых, зернистых и тонких туфов андезитовых порфиритов и их вулканических брекчий. Туффиты, содержащие до 50% и более частиц несомненно вулканического происхождения, состоят из мелких обломков андезитовых и дацитовых порфиритов, зерен разложившегося плагиоклаза, буроватого вулканического стекла и небольшого количества кварца.

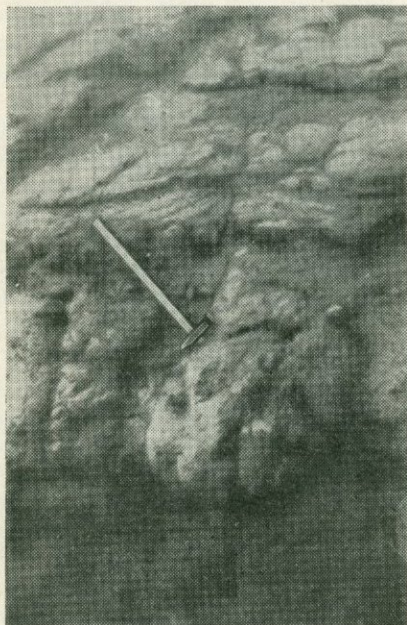


Рис. 6. Вулканические брекчий и туфы шихтагской свиты

Выше залегают чередующиеся между собой и замещающие друг друга по простиранию мандельштейновые андезитовые порфириты, их агломераты и вулканические брекчий с отдельными прослоями грубых и зернистых туфов. Мандельштейновые андезитовые порфириты слагают небольшие покровы или чаще сложно залегающие потоки, отличаясь от аналогичных пород нижнего горизонта более частым присутствием в фенокристаллах пироксена. Миндалины, составляющие до 15—20% объема пород, выполнены обычно хлоритом и карбонатом. Пирокластические породы такого состава мощностью до 80 м развиты главным образом в центральной части рудного поля, в южной части выходят преимущественно эффузивы, имеющие мощность до 200 м.

На мандельштейновых андезитовых порфиритах лежит пачка вулканических брекчий и туфов андезитовых, андезит-дацитовых и дацитовых порфиритов. В северной части рудного поля в этой пачке преобладают лапиллиевые, грубые и зернистые туфы и вулканические брекчий дацитовых порфиритов, которые южнее постепенно сменяются туфами и вулканическими брекчиями андезитовых порфиритов. Нередко встречаются также пирокластические породы смешанного андезит-дацитового состава. Туфы и вулканические брекчий обычно хорошо расслоены (рис. 6). В обломках дацитовых порфиритов, в туфах и вулканических брекчиях этого горизонта нередко наблюдаются вкрапленники кварца, а в основной массе в обломках и в цементе пород широко развит пумпеллиит. Мощность горизонта вулканических брекчий и туфов андезитовых и дацитовых порфиритов колеблется от 80 до 150 м. Кверху породы этого горизонта резко сменяются плотными и зернистыми туфогенными песчаниками,

слагающими хорошо выдержанный горизонт мощностью около 15—20 м. Песчаники представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми разностями и петрографически очень близки к песчаникам восточной части Алавердского рудного поля, отличаясь от них в основном лишь более высоким содержанием туфогенных частиц. Именно в песчаниках этого горизонта присутствуют фаунистические остатки верхнего байоса — бата.

Туфогенные песчаники перекрываются сложным по составу горизонтом эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных пород, венчающих разрез шихтахтской свиты. При большой пестроте разреза этого горизонта можно заметить, что в западной части руд-

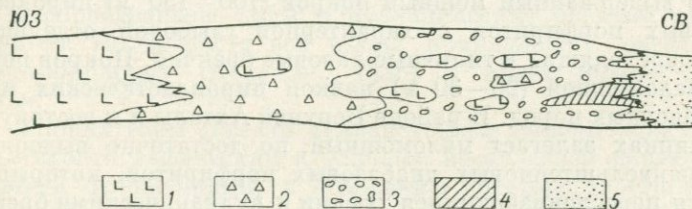


Рис. 7. Фациальный разрез верхнего горизонта шихтахтской свиты

1 — андезитовые порфиры; 2 — вулканические брекчии андезитовых порфиритов; 3 — грубообломочные туфогенные песчаники и вулканические конгломераты; 4 — зернистые туфогенные песчаники шихтахтской свиты; 5 — туфогенные песчаники алавердской свиты

ного поля в нем резко преобладают андезитовые порфиры, содержащие подчиненные прослои пирокластических пород. К востоку, в южных обрывах хребта Шихтахт, начинают преобладать пирокластические аналоги андезитовых порфиритов, которые еще восточнее в значительной степени вытесняются туфогенно-осадочными породами — грубообломочными туфогенными песчаниками и вулканогенными конгломератами (рис. 7) с подчиненным количеством туфогенно-осадочных пород более мелкозернистого строения, агломератов, вулканических брекчий и туфов андезитовых порфиритов и самих эффузивов.

Пирокластические породы андезитового состава нередко носят следы переноса грязевыми потоками, иногда выполняя трещины в эффузивах. Некоторые прослои туфогенных песчаников отличаются кривой слоистостью.

Мощность этого горизонта колеблется от 100 до 200 м, а максимальная мощность всей свиты достигает 700 м. Шихтахтская свита в целом представляет громадную линзу, выклинивающуюся в северной и южной частях рудного поля и фациально замещающуюся на востоке толщей туфогенных песчаников верхнего байоса — бата.

На шихтахтской свите с небольшим несогласием залегает толща пироксеновых порфиритов. К северу от горы Шихтахт эта толща выклинивается и на ее простираии появляются песчаники верхнего

байоса — бата. Второй участок развития толщи находится в восточной части района, близ Верхней Ахталы и к востоку от нее. Небольшие выходы пироксеновых порфиров известны также на склонах горы Кизылташ в урочище Верхний Кошаберт. На этом участке породы свиты пироксеновых порфиров залегают на туфовых брекчиях кошабертской свиты и на туфогенных песчаниках верхнего байоса — бата или частично прорывают их.

В западной части района толща отчетливо разделяется на три горизонта, нижний из которых мощностью от 20 до 60 м представлен туфами и вулканическими брекчиями пироксеновых андезитовых порфиров, туффитами и туфогенными песчаниками. Выше лежит довольно выдержанный мощный покров (100—150 м) пироксеновых андезитовых порфиров с характерной глыбовой отдельностью, местами переходящих в типичные лавовые брекчии. Покров перекрывается маломощной (20—30 м) пачкой пирокластических и туфогенно-осадочных пород. В районе Верхней Ахталы и к востоку от нее на песчаниках залегает маломощный, но достаточно выдержанный покров мандельштейновых диабазовых порфиров, который перекрывается переслаивающимися туфами и вулканическими брекчиями пироксеновых андезитовых и дацитовых порфиров, туффитами и туфогенными песчаниками. На них залегают пироксеновые андезитовые порфиры, часто с миндалекаменным строением, которые иногда перекрыты маломощными туфами и вулканическими брекчиями пироксеновых порфиров и изредка дацитовых и липарит-дацитовых порфиров.

Наиболее распространенные в толще пироксеновые андезитовые порфиры значительно отличаются от эффузивных пород нижележащих толщ широким развитием во вкрапленниках пироксена, причем не только моноклинного, но и ромбического.

Располагаясь между породами верхнего байоса — бата и залегающими выше песчаниками с фауной бата, толща пироксеновых порфиров может быть отнесена к низам или средней части батского яруса. Мощность свиты в западной части района составляет около 200 м, а в восточной части колеблется от 60 до 120 м. Пироксеновые андезитовые и диабазовые порфиры перекрыты осадочными породами с фауной бата — туфогенными и полимиктовыми песчаниками, реже конгломератами и песчанистыми известняками. Между Алаверды и Шамлугом эти песчаники сливаются с выходящими в восточной части рудного поля песчаниками в единую толщу, в верхах которой чаще встречаются полимиктовые разности, нередко содержащие растительный детритус и даже отдельные стволы деревьев.

Мощность батских песчаников составляет 20—30 м, а суммарная мощность вулканогенно-осадочного комплекса верхнего байоса — бата колеблется от 150—200 м в восточной части района до 800—1000 м в западной части Алавердского рудного поля.

Залегающие на вулканогенно-осадочном комплексе со значительным стратиграфическим несогласием песчаники келловейского возраста довольно широко развиты в северной части района. Местами

келловей начинается базальными конгломератами с гальками различных эффузивов и иногда гипабиссальных пород типа плагиогранит-порфиров. Прослой конгломератов встречаются и среди наиболее распространенных в толще полимиктовых и реже аркозовых песчаников. Мощность келловей составляет от 50 м в западной части района до 100 м в восточной.

На склонах горы Лалвар и в северо-восточной части района на горе Каракая и ее отрогах на песчаниках келловей лежат переслаивающиеся между собой мандельштейновые диабазовые и андезитовые порфириды, их туфы и вулканические брекчии. Встречаются отдельные прослой туффитов и туфогенных песчаников, а в северной части толщи распространены туфы и вулканические брекчии дацитовых порфиритов. По возрасту вся толща принадлежит оксфорду или оксфорд-кимериджу (Асланян, 1958) и имеет мощность от 250 до 400 м.

На склонах горы Лалвар вулканогенные породы юры со значительным стратиграфическим и угловым несогласием перекрываются эоценовыми отложениями, в основании которых залегает хорошо выраженный в рельефе в виде уступа, но прерывистый горизонт базальных конгломератов, состоящих из хорошо окатанных галек эффузивов преимущественно андезитового состава, их туфов и жильных пород типа плагиогранит-порфиров и микроплагиогранитов.

В самой верхней части горизонта конгломераты постепенно переходят в крупнозернистые и среднезернистые песчаники. Максимальная мощность горизонта базальных конгломератов эоцена составляет около 60 м.

На конгломератах, а в местах их отсутствия непосредственно на вулканогенных породах верхней юры залегает вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена, представленная туфами дацитовых порфиритов, туфогенными известковистыми песчаниками, содержащими прослой песчаных известняков. В известняках местами обнаруживается фауна нуммулитов, датирующая возраст толщи лютетским ярусом эоцена. Мощность вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена на склонах горы Лалвар составляет около 100 м. Эта толща перекрывается андезитовыми и лабрадоровыми базальтовыми порфиридами. В низах толщи широкое развитие имеют также их вулканические брекчии и туфы. Мощность вулканогенной толщи составляет около 350—400 м, а общая мощность среднего эоцена достигает 500—600 м.

Из рассмотренного материала вытекают следующие выводы.

1. В строении разреза Алавердского района главную роль играют отложения юры и палеогена, разделенные стратиграфическим и угловым несогласием. Эти несогласия наблюдаются и внутри юрских отложений. Они особенно отчетливо выражены между нижним вулканогенным и вулканогенно-осадочным комплексами средней юры и между средней юрой и келловеем.

2. Низы средней юры представлены вулканогенным комплексом, сформировавшимся в основном в байосе и характеризующимся

сменной эффузивов и туфов основного и среднего состава пирокластическими породами андезитового ряда и далее кислыми вулканогенными породами. Верхняя часть средней юры, охватывающая верхи байоса и бат, образует вулканогенно-осадочный комплекс, вулканогенная часть которого сложена слабодифференцированными породами преимущественно андезит-базальтового ряда.

3. Слабо дифференцированные вулканогенные образования характерны и для верхней юры, значительная часть которой представлена терригенно-осадочными отложениями.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование широко развитых в Алавердском районе вулканогенных толщ сопровождалось образованием многочисленных и разнообразных по составу субвулканических тел, представляющих застывшие на небольшой глубине дериваты вулканических очагов. В петрографическом отношении слагающие субвулканические тела породы близки или иногда почти тождественны эффузивам аналогичного состава, отличаясь (не всегда) лишь несколько лучшей раскристаллизованностью основной массы, бóльшим количеством фенокристаллов и бóльшими их размерами, а также обычно более свежим обликом. В некоторых случаях в строении субвулканических тел участвуют породы обломочного типа. По соотношению между цементирующей массой и обломками можно выделить три группы таких пород. В первой группе цементирующая масса и обломки сложены эффузивным материалом тождественного состава, и породы, следовательно, относятся к лавовым брекчиям. Во второй группе заключенные в цементирующей эффузивной массе все обломки или часть их имеют отличающийся от состава цемента состав. Третья группа пород отличается туфовым строением цементирующей массы.

Морфологические особенности субвулканических тел также являются различными. Часть субвулканических тел приурочена к жерлам главных или побочных вулканических кратеров и имеет цилиндрическую, штокообразную или неправильную форму. Еще большее развитие имеют возникшие в результате внедрения магматического расплава в секущие трещины субвулканические дайки, а также пластообразные и пластовые залежи, получавшиеся при растекании магмы по трещинам расслоения или по контактам между различными по составу пачками эффузивных и пирокластических пород.

Различные по форме и условиям залегания субвулканические образования иногда связаны между собой постепенными переходами. Обычно наблюдается более или менее тесная пространственная связь субвулканических тел с определенными вулканогенными толщами, что вместе с петрографической и петрохимической близостью слагающих тела пород к соответствующим эффузивам позволяет относить такие образования к субвулканической фации.

В то же время среди субвулканических образований выделяются, с одной стороны, тела, сформировавшиеся в процессе активного вулканизма, и, с другой стороны, тела, внедрявшиеся после его прекращения в самом конце вулканических циклов, когда уже происходили тектонические движения, обуславливавшие деформацию вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Различаясь в морфологическом отношении, петрографически и петрохимически породы обеих этих групп близки к соответствующим эффузивам и, следовательно, друг к другу.

В конкретных условиях Алавердского рудного района большинство субвулканических тел имеет генетическую связь с теми вулканогенными толщами, внутри которых эти тела залегают. Особенно много субвулканических образований связано с нижним вулканогенным комплексом средней юры, а внутри последнего — с дебедачайской свитой, включающей и ахталскую толщу. Часть субвулканических тел связана также с толщей кислых вулканогенных пород верхнего байоса, залегающая в ней или иногда в породах кошабертской и дебедачайской свит. Значительно слабее субвулканические образования распространены среди пород верхнего вулканогенно-осадочного комплекса средней юры. Небольшим распространением пользуются породы субвулканической фации и среди отложений верхней юры и среднего эоцена. Кроме неравномерности распределения субвулканических тел в разрезе, наблюдается неравномерность их площадного развития, что, очевидно, связано с особенностями структуры различных частей рудного района.

Размеры субвулканических тел колеблются в широких пределах, но в целом они в большинстве случаев являются небольшими. Площадь выхода их при современном уровне эрозионного среза измеряется чаще всего сотнями квадратных метров, реже достигая тысяч и десятков тысяч квадратных метров. Наиболее крупное субвулканическое тело горы Таш-Баш к востоку от с. Бендик обладает близкой к изометричной формой, если не считать отходящей от штока апофизы в виде межпластовой залежи. Поперечник штока измеряется цифрами порядка 500 м. По вертикали шток вскрыт на 150—200 м, причем существенного изменения состава субвулканических пород на различных гипсометрических уровнях не наблюдается. Пластообразные залежи, в некоторых случаях отщепляющиеся от даек и штоков, протягиваются на расстояние в сотни метров или несколько километров, обладая мощностью в метры или первые десятки метров. Чаще всего такие пластообразные залежи внедряются вдоль контактов между отдельными горизонтами или свитами.

Дайкообразные тела пород субвулканического происхождения обладают мощностью от первых метров до 20—25 м. Протяженность их по простиранию колеблется от первых десятков метров до нескольких сотен метров. В некоторых случаях дайки сложно изгибаются и ветвятся, обладая полукольцевой или почти замкнутой формой.

По составу и формам залегания особенно сложной является субвулканическая фация нижнего вулканогенного комплекса средней юры, с которым пространственно и генетически связано наибольшее количество тел субвулканического происхождения.

Среди этих пород можно отметить: 1) андезитовые порфиристы; 2) диабазовые порфиристы; 3) диабазы; 4) дацитовые порфиристы; 5) липарит-дацитовые и липаритовые порфиры.

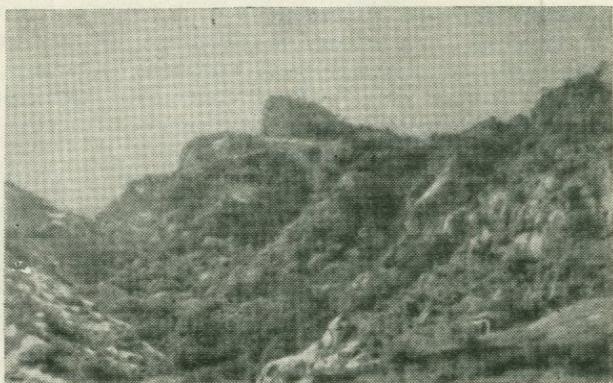


Рис. 8. Верхняя часть скалы Броненосец, сложенная субвулканическими диабазовыми порфиристами

Наиболее распространенные среди них андезитовые порфиристы образуют ряд штоков, пластообразных залежей и даек. Штоки андезитовых порфиристов отмечаются почти исключительно среди пород дебедачайской свиты. Лишь один шток, расположенный в восточной части района к юго-западу от скалы Броненосец, своей верхней частью прорывает нижний горизонт кошабертской свиты (рис. 8). Дайки субвулканических андезитовых порфиристов, связанных с этим циклом вулканизма, распространены в различных частях района. В Алавердском рудном поле такие дайки большей частью обладают меридиональным простиранием; в меньшем количестве отмечаются субширотные дайки. В восточной части района дайки андезитовых порфиристов выполняют преимущественно трещины северо-восточного или субширотного простирания. Большой частью дайки являются крутопадающими, лишь изредка обладая сравнительно пологим залеганием.

Субвулканические андезитовые порфиристы макроскопически выглядят, как правило, более свежими, чем соответствующие эффузивные разности. Вкрапленники, количество которых составляет от 20 до 30% объема пород, представлены преимущественно плагиоклазом, принадлежащим андезину (№ 30—40), и реже хлоритизирован-

ным и уралитизированным пироксеном. Основная масса обычно имеет андезитовую или диабазовую структуру, реже наблюдается пилотакситовая или гялопилитовая структура. Нередко субвулканические андезитовые порфиры в краевых частях тел содержат округлые миндалины размером в несколько миллиметров.

В петрохимическом отношении субвулканические андезитовые порфиры характеризуются, как и родственные им андезитовые порфиры дебедачайской свиты, широкими вариациями в содержании кремнезема (от 51,54 до 61,18%), относительно низкой щелочностью (2,55—4,92%) при резко выраженном преобладании натрия над калием и низким содержанием титана.

В некоторых случаях в периферических частях штоков наблюдаются магматогенные брекчии, содержащие обломки субвулканических порфиритов или вмещающих их вулканогенных пород дебедачайской свиты.

В контактах тела горы Таш-Баш встречаются и сложно деформированные раздробленные обрывки пластов туфогенных песчаников, выжатые расплавом из нижних горизонтов дебедачайской свиты. Вертикальное перемещение этих пластов измеряется несколькими десятками метров. Другой любопытной особенностью субвулканического тела мандельштейновых андезитовых порфиритов горы Таш-Баш является отщепление от него довольно многочисленных даек, внедряющихся в эффузивные породы дебедачайской свиты и туфы и туфовые брекчии кошабертской свиты по радиальным трещинам. Впрочем, также отделение даек от некков наблюдается и в ряде других случаев.

Субвулканические диабазы и диабазовые порфиры имеют меньшее распространение, чем субвулканические породы андезитового состава, образуя несколько небольших штоков в нижних горизонтах дебедачайской свиты или слагая невыдержанные по простиранию и падению короткие дайки небольшой мощности. Макроскопически диабазовые порфиры отличаются темно-зеленой или темно-серой с зеленоватым оттенком окраской и присутствием редких порфировых выделений плагиоклаза и пироксена размером в десятые доли миллиметра. Основная масса обладает диабазовой, реже интерсертальной структурой.

Дацитовые порфиры субвулканического происхождения слагают несколько небольших штоков и ряд коротких сложно ветвящихся даек преимущественно в восточной части района. От штоков, размер которых в поперечнике варьирует от первых десятков метров до 100—220 м, иногда отходят пластообразные и дайкообразные апофизы. Некоторые из штоков и даек дацитовых порфиритов находятся в дебедачайской свите, другие прорывают породы кошабертской свиты или вулканогенной толщи верхнего байоса, но по петрографическим особенностям эти субвулканические дацитовые порфиры близки между собой.

Липарит-дацитовые и липаритовые порфиры образуют несколько штоков, пластообразных залежей и даек в Шамлугском и Алаверд-

ском рудных полях и в районе Ахталы. Штоки обладают различными размерами. Наиболее крупный из них, расположенный в восточной части Шамлугского рудного поля и переходящий в дайкообразное тело, протягивается примерно на 400 м при ширине от 30 до 250 м. Другие штоки обладают поперечниками в десятки метров.

Дайки в Шамлугском рудном поле имеют в основном субширотное простирание, протягиваясь на расстояние в десятки и сотни метров. Иногда наблюдается изменение крутого дайкообразного залегания на согласное пластообразное залегание при переходе субвулканических образований по вертикали из пород кошабертской свиты в вулканогенные породы верхнего байоса.

Характерной особенностью субвулканических липаритовых и липарит-дацитовых пород является отчетливо выраженная столбчатая отдельность, редко наблюдающаяся в эффузивах аналогичного состава. Вкрапленники в субвулканических порфирах представлены кварцем и альбитом (№ 7—15), присутствующими совместно или раздельно. Основная масса имеет сферолитовую структуру или представляет криптокристаллический аллотриоморфнозернистый агрегат кварца и альбита, в котором, кроме вторичных минералов, присутствуют единичные зерна циркона, рутила и апатита.

Несколько отличными петрографическими особенностями обладают субвулканические липарит-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты, распространенные в нижнем течении р. Учкисли и на правом берегу р. Дебед в окрестностях Ахталской вулканической постройки или участвующие в ее строении. Эти порфиры и порфириты связаны между собой постепенными переходами и в петрографическом и петрохимическом отношениях близки к соответствующим эффузивам ахталской толщи, представляя, очевидно, ее субвулканическую фацию. Они образуют штокообразные и дайкообразные тела и типичные дайки, залегающие как в породах ахталской толщи, так и в фациально замещающих ее породах дебедачайской свиты. Дайки этих порфиров и порфиритов встречаются иногда и в самых верхних горизонтах последней, как это устанавливается по скважинам в восточной части Шамлугского рудного поля.

Петрографические отличия субвулканических порфиров и порфиритов, связанных с ахталской толщей, от близких пород в других частях района заключаются в значительно более частом присутствии в первых неальбитизированного плагиоклаза (от олигоклаза № 12—25 до андезина № 30—35) и в подчиненном значении или полном отсутствии сферолитовых структур основной массы. Характерно также постоянное присутствие фенокристаллов кварца даже при относительно низком содержании кремнекислоты (62—63%), хотя в целом в ахталской толще эффузивы и их субвулканические аналоги содержат кремнезем в количестве 68—73%.

Ряд субвулканических тел связан с вулканогенно-осадочным комплексом байоса — бата.

Эти субвулканические образования представлены андезитовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами, диабазами, дацитовыми

порфиритами, трахиандезитовыми порфиритами и липарит-дацитовыми порфирами, причем наиболее важную роль среди них играют андезитовые и диабазовые порфириты.

Субвулканические тела андезитового состава имеют форму штоков и даек. Особенно эффектно выступает шток андезитовых порфиритов, выходящий к западу от центральной части Алавердского месторождения у штольни Артем. Эти породы, описанные Н. А. Морозовым (1912) под названием диоритовых порфиритов, довольно резко отличаются от окружающих эффузивных пород хорошо выраженной шестигранной столбчатой отдельностью. Они постепенно переходят в краевых частях тела в разности с миндалекаменной структурой и в экструзивные брекчии. Как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях наблюдаются сложные ответвления порфиритов в окружающие породы, которые в одних случаях прорываются порфиритами, а в других перекрывают их. Иногда наблюдается также погружение окружающих пород, преимущественно туфов и туффи-тов, в порфириты.

С вулканической деятельностью батского времени связаны довольно многочисленные субвулканические тела пироксеновых андезитовых порфиритов в западной части района и диабазовых порфиритов в его восточной части. Штоки и дайки пироксеновых андезитовых порфиритов встречаются как среди пород шихтахтской свиты и толщи пироксеновых порфиритов в западной части Алавердского рудного поля, так и среди песчаников или пирокластических пород кошабертской свиты на западных склонах горы Кизылташ в восточной части рудного поля. Размеры штоков в поперечнике колеблются от нескольких десятков метров до первых сотен метров. По своим петрографическим особенностям субвулканические порфириты весьма близки к соответствующим эффузивам толщи пироксеновых порфиритов.

Штоки диабазов и диабазовых порфиритов распространены в восточной части района близ Верхней Ахталы среди пород нижнего вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов верхнего байоса — бата.

Дацитовые порфириты, связанные с батской вулканогенной толщей, слагают одно тело неправильной формы, расположенное в селении Верхняя Ахтала. От этого тела отходит небольшая дайкообразная апофиза. Ряд коротких и маломощных даек дацитовых порфиритов известен в восточной и западной частях района.

В северной части Алавердского рудного поля среди пород шихтахтской свиты и песчаников верхнего байоса встречаются дайки трахиандезитовых порфиритов, протягивающиеся на расстояние до 300—400 м при мощности от 1 до 5—6 м. Там, где дайки пересекают нерасслоенные вулканогенные породы, они являются крутопадающими. Там же, где дайки пересекают слоистые породы, угол падения даек резко выполаживается и иногда бывает близок углу падения вмещающих пород.

Трахиандезитовые порфириды содержат редкие и мелкие вкрапленники плагиоклаза (андезин № 35—40). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, уралитизированного или хлоритизированного пироксена, содержащегося в небольшом количестве и замещенного серицитом или пелитовым веществом калиевого полевого шпата, а также кристалликов рудного минерала. Структура основной массы обычно микролитовая.

С верхнеюрским вулканогенным комплексом можно предположительно связать субвулканические тела микропорфиритов андезитового состава, имеющих значительное распространение в центральной части района, где они прорывают сложенную андезитовыми порфиридами верхнюю часть дебедачайской свиты или залегают на контакте между ней и кошабертской свитой. Микропорфириды отличаются от вмещающих эффузивных пород своими петрографическими особенностями и прежде всего свежим обликом. Форма тел микропорфиритов меняется от пластообразной до типичной штокообразной, когда контакты приобретают отчетливо рвущий характер. Иногда по трещинам от таких тел отщепляются дайкообразные апофизы. Размеры тел микропорфиритов в центральной части района достигают 1—1,5 км в поперечнике. Тела микропорфиритов гораздо меньших размеров — в несколько десятков метров в поперечнике — наблюдаются также среди песчаников в районе Учкилисинского баритового месторождения и среди вулканогенных пород верхней юры на юго-восточном склоне горы Лалвар.

Рассмотренный материал дает возможность сделать следующие выводы.

1. В районе широким развитием пользуются субвулканические породы, имеющие различный состав и слагающие тела различных размеров и формы.

2. Наибольшее количество субвулканических пород связано с толщами дифференцированного состава, входящими в нижний вулканогенный комплекс средней юры. Одна часть субвулканических пород возникла в процессе активного вулканизма, другая часть внедрилась после его завершения, но независимо от этого субвулканические породы обнаруживают петрографическое и петрохимическое сходство с родственными эффузивами.

ПРОЯВЛЕНИЯ ГИПАБИССАЛЬНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Алавердский рудный район отличается исключительно широким развитием интрузивных и жильных пород, связанных с глубинной магматической деятельностью. Более или менее крупные интрузивные тела сложены породами гранитоидного состава. Они представлены Кохбским, Ахпатским и Банушским массивами. Наиболее крупный Кохбский массив занимает площадь около 90 км². Он расположен на правом берегу р. Дебед в районе селений Кохб и Шнох, где гранитоиды прорывают породы нижнего вулканогенного ком-

плекса средней юры. В составе массива главную роль играют кварцевые диориты, в эндоконтакте иногда сменяющиеся диоритами; реже наблюдаются плагиограниты и гранодиориты. Кроме этих пород в массиве встречаются штокообразные тела розовых гранитов.

Ахпатский массив, расположенный в центральной части рудного района, занимает площадь около 6 км². Массив залегает преимущественно среди ороговикованных пород дебедачайской свиты, обладая обычно рвущими контактами. Интрузив сложен в основном плагиогранитами с подчиненным количеством кварцевых диоритов и диоритов.

Банушский массив расположен в северной части района на границе с Грузинской ССР. Он вытянут в широтном направлении, занимая площадь около 350 км² и залегая большей частью среди пород средней и верхней юры, но его апофиза на северо-восточном склоне горы Лалвар прорывает отложения среднего эоцена. В Банушском массиве в отличие от других интрузивных массивов района главную роль играют гранодиориты, которые в приконтактных частях переходят в кварцевые диориты, диориты, а иногда в габбро-диориты. В массиве встречаются также порфировидные гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Комплекс всех этих пород местами прорывается штоками розовых гранитов.

Плагиограниты, широко распространенные в Ахпатском массиве, состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезин), кварца, роговой обманки, иногда биотита. По данным химических анализов содержание кремнезема в них колеблется от 65 до 73%, щелочей — от 3,90 до 5,33% при резком преобладании Na₂O над K₂O.

Иногда в плагиогранитах появляется калиевый полевой шпат, при увеличении содержания которого породы переходят в гранодиориты, местами в гранодиоритах наблюдаются пегматоидные прорастания кварца и калиевого полевого шпата.

В Банушском массиве гранодиориты являются преобладающими породами. От гранодиоритов Кохбского массива они отличаются меньшим содержанием магнезии и окиси кальция и более высоким содержанием K₂O.

Кварцевые диориты, слагающие основную часть Кохбского массива, состоят из плагиоклаза (андезин № 30—35), кварца, пироксена, роговой обманки, магнетита. Химический состав кварцевых диоритов характеризуется дальнейшим уменьшением содержания кремнекислоты и увеличением содержания окисного и закисного железа и магнезии. Розовые граниты, завершавшие процесс кристаллизации гранитоидной магмы во всех более или менее крупных массивах, образуют штокообразные тела в десятки или первые сотни метров в поперечнике, обладающие секущими контактами с породами главной фазы становления массивов.

Ранее считалось, что все гранитоидные массивы Алавердского района имеют послесреднеэоценовый возраст. К. Н. Паффенгольц (1959), Б. С. Вартапетян (1960, 1964), С. С. Мкртчян (1960) этой точки зрения придерживаются и в настоящее время. Однако многие

исследователи (Асланян, 1949, 1958; Сопко, 1947; Хачатурян, 1950; Казарян, 1962 и т. д.) считают, что в районе, кроме послесреднеэоценовых гранитоидов, развиты гранитоидные тела мезозойского возраста (Кохбский, Ахпатский и другие массивы). Это предположение основывается на нахождении галек гранитоидов, сходных с гранитоидами Кохбского массива, в сеноманских конгломератах, выходящих к востоку от него, а также на наблюдающихся в ряде случаев пересечениях даек однотипных пород интрузивного облика. Нижняя возрастная граница гранитоидных интрузий определяется тем, что их дериваты прорывают в ряде участков верхнеюрские отложения. Следовательно, возраст сложенных плагиогранитами и кварцевыми диоритами интрузивных тел может быть датирован верхней юрой — нижним мелом. Мы считаем, что в основном эти породы внедрялись в течение неокома, когда Алавердский район и Сомхето-Карабахская зона в целом испытали инверсионную складчатость и интенсивное вздымание. Правда, плагиограниты Ахпатского массива, судя по их большей измененности и приуроченности к более древним структурным элементам, являются более ранними, чем породы Кохбского массива, и могут быть, по-видимому, отнесены к верхнеюрским образованиям. Возраст Банушского массива, по нашим представлениям (1947, 1964) и данным Г. А. Казаряна (1959), является послесреднеэоценовым.

Таким образом, в пределах района проявилось два цикла интрузивной магматической деятельности; 1) верхнеюрско-неокомовый; 2) послесреднеэоценовый или предолигоценовый. Такая датировка возраста интрузивных образований хорошо подкрепляется данными абсолютной геохронологии (Багдасарян и др., 1966). В соответствии с ними возраст кварцевых диоритов и гранодиоритов Кохбского массива определяется в 133 ± 8 млн. лет, а гранитоидных галек из сеноманских конгломератов в 128 ± 9 млн. лет. Плагиограниты Ахпатского массива имеют возраст 145 ± 4 млн. лет, а гранодиориты Банушского интрузива — 47 ± 5 млн. лет.

С каждым из циклов интрузивной деятельности было связано внедрение серий жильных пород, состав которых варьирует от кислого до основного. При этом отчетливо выявляется преобладание, с одной стороны, кислых разновидностей жильных пород и, с другой стороны, их основных представителей. Жильные породы среднего состава занимают подчиненное положение. В зависимости от форм связи с интрузивными массивами отчетливо выделяются жильные породы 1-го и 2-го этапов по терминологии В. С. Коптева-Дворникова (1955).

Жильные породы 1-го этапа, во времени тесно связанные с крупными интрузиями гранитоидов, ограничены в своем распространении пределами родоначальных интрузивных массивов или их узкой экзоконтактной полосой. Эти жильные породы представлены аплитовидными жильными гранитами и аплитами, образующими дайки в трещинах прототектонического происхождения. Роль жильных пород 1-го этапа среди интрузивных образований крайне невелика,

металлогенического значения они не имеют, исключение составляет присутствие выделений халькопирита в пегматитовых жилах и розовых гранитах Кохбского массива (Казарян, 1962).

Намного более распространенными являются жильные породы, непосредственно не связанные с конкретными интрузивными массивами, хотя и происходившие из единого с ними родоначального магматического очага. Парагенетическая связь между жильными породами этой группы и более крупными интрузивами устанавливается на основе сходства петрохимических особенностей и близости времени внедрения даек и интрузивных массивов. Важнейшим доказательством существования в пределах района двух разновозрастных жильных серий, одна из которых может быть связана с глубинной магматической деятельностью верхнеюрского — нижнемелового времени, а другая — с послесреднеэоценовым глубинным магматизмом, является наличие многочисленных пересечений однотипных по составу пород (рис. 9). Каждая из этих серий представлена породами основного, среднего и кислого состава. Однотипные породы обеих жильных серий нередко обладают близкими петрографическими особенностями и макроскопически и под микроскопом не всегда могут быть уверенно разграничены. Особенно это касается основных и средних членов жильных серий.

Жильные породы основного состава и большая часть жильных пород среднего состава слагают дайки. Породы кислого состава образуют дайки и пластовые залежи, встречаясь чаще в виде последних. Отчетливо выражена преимущественная приуроченность даек к вулканогенным толщам и резкое уменьшение количества даек в толщах осадочных пород, в которых более широко развиты пластообразные залежи жильных пород преимущественно кислого состава.

В пределах района наблюдаются две полосы развития жильных пород. Одна из этих полос характеризуется резким сгущением даек жильных пород различного состава, слагающих до 30—40% объема. Эта полоса имеет северо-восточное, близкое к широтному простирание и ширину от нескольких сотен метров до 1,5—2 км. Она протягивается через центральную часть района.

Такую же ширину имеет и вторая полоса. В ней развиты пластообразные залежи, приуроченные к слоистым осадочным толщам. В длину она прослеживается на 10—15 км, длина же первой полосы развития даек составляет около 20—25 км. За пределами этих полос количество даек и пластообразных тел резко уменьшается, местами они полностью исчезают.

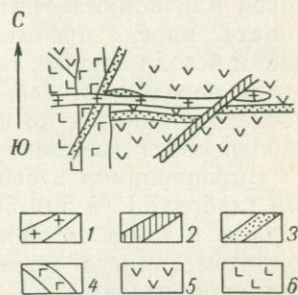


Рис. 9. Соотношения даек в южной части Алавердского рудного поля

1 — микроплагиограниты; 2 — габбро-диабазы палеогеновые; 3 — габбро-диабазы мезозойские; 4 — диабазовые порфириты; 5 — туфы; 6 — андезитовые порфириты

Жильные породы, связанные с мезозойским интрузивным циклом, развиты особенно широко. Они представлены габбро-диабазами, габбро-порфиритами, диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами, плагиогранит-порфирами и микроплагиогранитами. Последние три разновидности (Грушевой, 1930, 1935 и т. д.) обычно объединялись под названием «альбитофиров».

Судя по пересечениям даек, внедрение жильных пород происходило в порядке уменьшения основности. Первыми внедрялись дайки оливиновых габбро-порфиров, в небольшом количестве отмеченные в Алавердском рудном поле и в бассейне р. Учклиса. Эти породы обычно интенсивно изменены с развитием по вкрапленникам и в офитовой или пойкилоофитовой основной массе хлорита, эпидота, карбоната, иногда пренита. Гораздо более широко распространенные дайки безоливиновых габбро-диабазов и связанных с ними постепенными переходами габбро-порфиров внедрялись в течение ряда последовательных, но близких во времени этапов, так как нередко наблюдаются взаимопересечения даек этой группы.

Вкрапленники и основная масса в породах сложены плагиоклазом (лабрадор № 50—56, иногда альбит), пироксеном диопсидового ряда и в той или иной степени замещены хлоритом, карбонатом, эпидотом, иногда пренитом. Структура основной массы офитовая или субофитовая.

Диорит-порфириты встречаются намного реже габбро-диабазов. Близкие в морфологическом отношении дайки тех и других ассоциируются в системах северо-восточного и субширотного простирания. От габбро-порфиров диорит-порфириты отличаются более светлой окраской и меньшим содержанием темноцветных минералов.

При появлении во вкрапленниках кварца породы переходят в кварцевые диорит-порфириты, которые, однако, более тесно связаны с плагиогранит-порфирами и микроплагиогранитами, имеющими в районе широкое распространение главным образом в виде пластообразных залежей в слоистых толщах средней и верхней юры и реже среди вулканогенных образований. Микроплагиограниты и плагиогранит-порфиры обладают значительными вариациями в количестве, размерах и составе вкрапленников. Последние принадлежат плагиоклазу, не всегда присутствующему кварцу и реже пироксену или роговой обманке. В одних телах плагиоклаз представлен альбитом, в других вместе с альбитом или без него присутствуют андезин или олигоклаз-андезин (№ 28—32). Основная масса имеет микрогранитовую, микропойкилитовую, сферолитовую и изредка микропегматитовую структуры.

Значительные вариации в составе и структуре составляющих единый комплекс микроплагиогранитов, плагиогранит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров говорят о сложности формирования и длительности становления этого комплекса. Вследствие этого время его внедрения и положение в ряду других жильных и интрузивных пород являются предметом дискуссий. К. Н. Паффенгольд (1959) и Б. С. Вартапетян (1960) относят все породы этого комплекса

к палеогеновым образованиям. А. Т. Асланян (1958) и Г. А. Твалчредидзе (1961) рассматривают эти породы или их часть как субвулканические образования верхнемелового возраста. Н. Г. Магакьян (1960), основываясь на данных Г. А. Казаряна (1959), относит эти породы также к субвулканическим образованиям, но возраст их датирует верхней юрой. Совокупность данных свидетельствует, что рассматриваемый комплекс связан с верхнеюрско-неокомовым интрузивным циклом. Об этом говорят пространственная приуроченность пород комплекса только к толщам средней и верхней юры, присутствие галек этих пород в конгломератах эоцена и пересечения дайками микроплагиигранитов и плагиигранит-порфиров даек габбро-диабазов мезозойского возраста, которые иногда наблюдаются в Ахпатском массиве. В районе же сел. Чочкан в северо-западной части Кохбского массива Г. А. Казарян (1962) отмечает пересечение плагиигранит-порфиров плагиигранитами и розовыми гранитами.

Жильные породы палеогенового возраста также пользуются в пределах района значительным распространением, встречаясь не только в приконтактовых частях послесреднеэоценового Банушского интрузива, но и в других частях района, например в отмеченных выше полосах распространения жильных и гипабиссальных пород, подчеркивая длительную мобильность этих полос. Палеогеновая жильная серия в значительной мере повторяет мезозойскую жильную серию; она представлена габбро-диабазами, габбро-порфиритами, диорит-порфиритами, гранодиорит-порфиритами, гранит-порфирами, микрогранитами. Несколько особняком стоят оливиновые габбро, которые представлены несколькими небольшими штокообразными залежами среди гранодиоритов Банушского массива и дайками среди песчаников в Шамлугском рудном поле и среди пород кошабертской и дебедачайской свит к югу от сел. Алаверды. Оливиновые габбро состоят из оливина, по трещинам в зернах которого развиваются хлорит и серпентин, авгита, плагиоклаза (лабрадор № 60—70, иногда № 65—55), магнетита; встречаются иногда рассеянные мелкие зерна пирротина, халькопирита и пирита. Структура габбро чаще всего пойкилоофитовая. Породы аналогичного состава наблюдаются и в осадочно-вулканогенных толщах среднего эоцена в смежных районах (бассейн р. Марцигет).

Среди жильных пород предолигоценового возраста, как и среди мезозойских жильных пород, количественно преобладают габбро-диабазы и габбро-порфиры, слагающие дайки широтного, северо-восточного и меридионального простирания. По внешнему облику, составу и структуре предолигоценовые габбро-диабазы близки к соответствующим разностям мезозойской жильной серии. Первые отличаются от вторых меньшей изменчивостью, менее частой альбитизацией плагиоклаза и несколько более высоким содержанием темноцветных минералов. Однако при отсутствии пересечений одних даек другими отнесение той или иной дайки к определенной возрастной группе не всегда удается без некоторой условности. Морфологические особенности даек габбро-диабазов предолигоценового возраста

являются, как и морфологический характер мезозойских даек габбро-диабазов, очень сложными. Отдельные дайки габбро-диабазов вблизи трещин дизъюнктивных нарушений резко увеличиваются в мощности, но не пересекают эти трещины. В результате этого иногда создается обратная картина возрастных соотношений даек и разрывных нарушений. Такие же ложные пересечения местами развиты и между различными группами даек (рис. 10).

Любопытными особенностями обладают дайки габбро-диабазов, выходящие на правом берегу р. Лалвар в южной части Алавердского

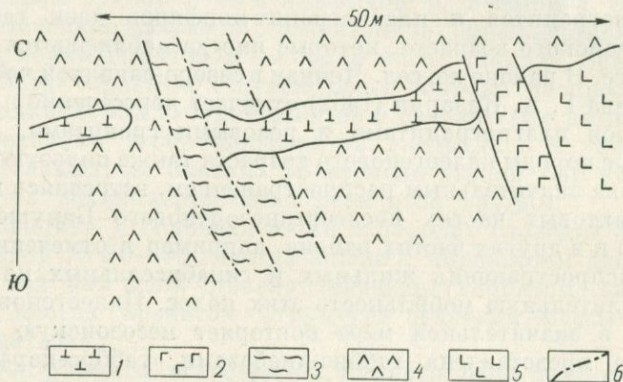


Рис. 10. Соотношения габбро-диабазов с разрывными нарушениями и дайками диабазов. Южная часть Алавердского рудного поля

1 — габбро-диабазы; 2 — жильные диабазы; 3 — гидротермально измененные породы; 4 — туфы; 5 — андезитовые порфиры; 6 — разрывные нарушения

месторождения и протягивающиеся в субширотном направлении примерно на 200 м при мощности от 2 до 4 м. В этих дайках развито очень эффективное полосчатое строение, обусловленное чередованием светло-зеленовато-серых и темно-серых полос (рис. 11), сложенных габбро-диабазитами, в первом случае состоящими преимущественно из плагиоклаза, принадлежащего лабрадору (№ 50—55), во втором случае содержащими значительное количество пироксена. Мощность отдельных полос измеряется первыми десятками сантиметров.

Диорит-порфиры, как и в мезозойской жильной серии имеющие среди преолигоценых даек подчиненное развитие, встречаются в экзоконтакте Банушской интрузии среди юрских и эоценовых отложений и в поясе даек в центральной части района. Породы состоят из плагиоклаза и роговой обманки; реже наблюдается пироксен.

Кислые жильные породы палеогенового цикла встречаются в значительно меньшем количестве, чем аналогичные породы мезозой-

ского возраста, наблюдаясь в приконтактных частях Банушской интрузии, а также в полосах развития даек и пластообразных залежей. Они представлены гранодиорит-порфиритами, гранит-порфирами и микрогранитами, различающимися по минеральному составу и текстурно-структурным признакам.

От соответствующих жильных пород мезозойского интрузивного цикла они отличаются значительным присутствием калиевого полевого шпата и несколько большим развитием темноцветных минералов. Отличия в минеральном составе находят отражение и в химизме разновозрастных жильных образований. Преодолигоценые жильные породы кислого состава характеризуются по сравнению с близкими породами мезозойского возраста более высоким содержанием закисного железа и магнетизии и одновременно более низким содержанием окисного железа, окиси кальция и окиси титана. Однако наиболее выразительным петрохимическим отличием кислых членов палеогеновой жильной серии является более высокое содержание калия при близком суммарном содержании щелочей. Внедрение жильных пород кислого состава в послесреднеэоценовое время, как и в мезозойском цикле, шло сложным путем. Часть из них внедрялась до застывания более крупных гранитоидных интрузивных массивов, о чем свидетельствует пересечение на северо-восточном склоне горы Лалвар пластообразной залежи гранит-порфиров апофизой Банушского массива, сложенной порфировидными гранодиоритами. Другая часть жильных пород кислого состава является более молодой, чем основные по составу члены преодлигоценовой жильной серии. Таким образом, эти жильные породы кислого состава, пересекающие дайки, габбро-диабазов и габбро-порфиров, являются одними из самых поздних продуктов дифференциации интрузивного магматического очага, возникшего в среднем эоцене и завершившего свою эволюцию в преодлигоценое время.

Однако последними проявлениями интрузивной магматической деятельности являются поздние дайки габбро-диабазов, секущие все остальные жильные породы, а иногда и гидротермальные жилы.

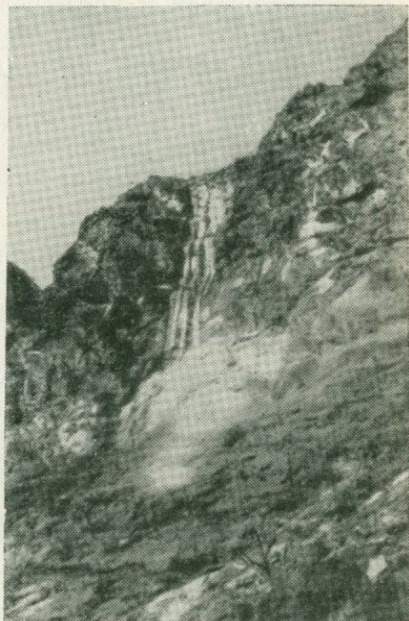


Рис. 11. Выходы полосчатой дайки габбро-диабазов на правом склоне долины рч. Лалвар

Дайки поздних габбро-диабазов имеют сравнительно небольшое развитие, встречаясь преимущественно в южной части Алавердского рудного поля, на склонах горы Кизылташ и в среднем течении р. Уч-килысы. По минеральному составу и структуре поздние габбро-диабазы близки к более древним породам близкого состава, отличаясь в основном более свежим обликом.

Таким образом, главные особенности проявления гипабиссальной магматической деятельности заключаются в следующем.

1. В районе развиты, иногда пространственно совмещаясь, гранитоиды и дайки жильных пород двух возрастных групп: верхнеюрско-неокомовой и послесреднеэоценовой.

2. Гипабиссальные интрузивные породы обеих групп представлены почти исключительно гранитоидами при резко подчиненном значении пород среднего состава и почти полном отсутствии основных разностей. Жильные серии, наоборот, характеризуются резким возрастанием роли габброидов при сохранении большого значения разностей гранитоидного ряда.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ИХ ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

§ Анализ петрографических особенностей, развитых в Алавердском рудном районе магматических образований, и условий их пространственного размещения позволяет сделать ряд заключений об эволюции магматизма в этой части Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны в мезозойское и палеогеновое время, о взаимосвязях некоторых типов магматических пород и об условиях их образования, что имеет важное значение для выяснения закономерностей распределения проявлений эндогенного, в первую очередь колчеданного, оруденения в пространстве.

На основании геологических и петрографических признаков в районе достаточно отчетливо выделяются две крупные разновозрастные группы магматических пород, являющихся соответственно производными юрско-неокомового и палеогенового тектоно-магматических циклов. Магматические породы палеогенового возраста, имеющие в районе подчиненное развитие, слагают самостоятельный структурный ярус, встречаясь в то же время в виде даек и интрузивных тел и в нижнем структурном ярусе, сложенном мезозойскими образованиями.

В последнем главная роль принадлежит продуктам длительной эволюции магматического очага, зародившегося в начальные стадии прогибания Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали. Вулканогенные породы, резко доминирующие в разрезе юры, накапливались в течение нескольких циклов вулканизма, отвечающих определенным стадиям тектонического режима и соответствующим стадиям эволюции родоначального магматического очага.

Особенно полным был первый среднеюрский цикл вулканической деятельности, в результате которого накопились вулканогенные толщи нижнего вулканогенного комплекса. Для этого комплекса характерна последовательная смена продуктов базальтового и андезитового состава, слагающих дебедачайскую свиту и извергавшихся в течение ранних стадий вулканического цикла, пирокластическими породами андезитового, андезит-дацитового и дацитового состава кошбертской свиты, извергавшимися на более поздних стадиях вулканической деятельности и далее кислыми вулканогенными породами, отвечающими завершающим стадиям вулканизма. Отклонением от этой имеющей региональный характер направленности процессов в течение первого среднеюрского вулканического цикла является по существу синхронное с формированием дебедачайской свиты накопление ахтальской толщи, сложенной липарит-дацитовыми порфирами, дацитовыми порфиритами и их пирокластическими аналогами.

В отличие от первого среднеюрского вулканического цикла второй среднеюрский цикл, обусловивший накопление вулканогенных пород верхнего байоса — бата, а также вулканический цикл верхней юры являющиеся неполными и характеризуются почти исключительно извержениями продуктов среднего состава.

Магматические породы различного возраста и происхождения отличаются и определенными петрохимическими особенностями, подтверждающими: 1) наличие в пределах района двух разновозрастных серий вулканогенных, жильных и интрузивных пород; 2) комагматичность вулканогенных, интрузивных и жильных фаций юрско-неокомового тектоно-магматического комплекса; 3) намеченную на основании геологических признаков цикличность вулканической деятельности в течение средней и верхней юры.

В качестве главной черты магматизма района хорошо выражен известково-щелочной характер большинства вулканогенных, гипабиссальных и жильных образований мезозойского и палеогенового возраста. Вулканогенные, интрузивные и жильные породы палеогена отличаются от большей части соответствующих образований юрско-неокомового магматического комплекса несколько большей щелочностью. Для юрских и неокомовых магматических пород среднего и основного состава, кроме того, очень характерна пересыщенность глиноземом, в то время как средние и основные изверженные породы палеогенового возраста отличаются обычно нормальным или пониженным содержанием глинозема. Лишь кислые разности палеогеновых интрузивных и жильных пород пересыщены Al_2O_3 . Отличительными петрохимическими особенностями интрузивных пород палеогенового возраста являются: более высокое содержание кремнезема в кислых разностях по сравнению с аналогичными мезозойскими образованиями и часто повышенное содержание калия, наблюдающееся нередко и в жильных породах среднего и основного состава.

В сравнительно хорошо охарактеризованном химическими анализами юрско-неокомовом магматическом комплексе достаточно отчетливо намечается петрохимическое родство между большинством

вулканогенных пород, включая сопровождающие их субвулканические разности, гипабиссальными и жильными образованиями. Это петрохимическое родство выражается в принадлежности вулканогенных пород юры, с одной стороны, и интрузивных и жильных пород юры и неокома, с другой стороны, к известково-щелочной серии и даже пониженном по сравнению со средними типами содержанию в них щелочей, в резко проявленном натровом характере большинства магматических образований юрско-неокомового комплекса, в нередко наблюдающейся пересыщенности их глиноземом. Близость петрохимических особенностей магматических пород юрско-неокомового комплекса, наряду с близостью закономерностей пространственного размещения различных членов этого комплекса и его формированием в течение определенного этапа геологического развития Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали позволяют говорить о происхождении всех магматических формаций этого комплекса из длительно эволюционировавшего единого родоначального магматического очага. Особенно тесную парагенетическую связь, выражающуюся в большей близости петрохимических особенностей, имеют между собой вулканогенные породы нижнего вулканогенного комплекса средней юры с сопровождающими их субвулканическими образованиями и гипабиссальные и жильные породы, образующие в совокупности единый комагматический ряд или интрузивно-эффузивный комплекс (вулcano-плутоническая ассоциация). В то же время вулканогенные породы трансгрессивной серии верхнего байоса — бата, а также верхней юры заметно отклоняются от этого ряда, отличаясь повышенной щелочностью и в ряде случаев довольно высоким содержанием магнезии, что выражается, в частности, в появлении ромбических пироксенов в вулканогенных породах батского возраста.

Химизм вулканогенных пород юрского возраста требует более детального рассмотрения, так как некоторые сложенные ими вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи непосредственно вмещают промышленное оруденение колчеданного типа. Из анализа геологических соотношений различных вулканогенных толщ следует, что вулканогенные породы нижнего вулканогенного комплекса представляют собой продукты первого среднеюрского цикла вулканической деятельности, а вулканогенные породы шихтахтской свиты и толщи пироксеновых порфиритов могут рассматриваться как продукты второго среднеюрского вулканического цикла. Самостоятельно развивалась вулканическая деятельность в течение верхней юры, представляя собой третий вулканический цикл в мезозое. Продукты каждого из этих циклов более или менее отчетливо отличаются своими петрохимическими особенностями, отражающими изменения тектонического режима и ход эволюции магматического очага (табл. 1, рис. 12). Из табл. 1 и рис. 12 видно, что дебедачайская свита имеет близкий к андезитам состав, отличаясь от средних их типов несколько меньшим содержанием кремнезема и щелочей, а также пересыщенностью глиноземом.

Таблица 1

Свита, толща	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Ахтальская толща	17	67,18	0,48	12,43	3,19	2,19	0,09	0,83	3,36	3,21	1,75
Дебедачайская свита	13	54,88	0,55	16,65	2,60	6,47	0,11	3,72	5,58	2,18	1,00
Кошабертская свита	5	62,53	0,51	14,07	3,53	4,64	0,06	3,72	2,10	2,00	0,61
Кислые вулканогенные породы байоса	12	74,65	0,24	12,89	2,04	1,76	0,05	0,92	2,05	2,21	1,77
Шихтахтская свита	2	53,61	0,60	18,27	7,03	2,89	0,14	4,27	4,80	5,33	0,51
Толща пироксеновых андезитовых и диабазовых порфиритов	3	52,34	0,91	16,85	5,33	4,19	0,17	5,78	6,51	3,51	2,00
Верхнеюрская толща	2	54,45	0,78	19,40	4,90	1,14	0,07	2,99	5,86	6,78	1,12
Среднеэоценовая толща	4	51,78	1,00	16,89	3,24	5,07	—	5,88	8,41	2,60	1,78

Пирокластические породы кошабертской свиты обладают более высоким содержанием кремнезема (62,53%), чем породы дебедачайской свиты (54,88%); величина B у первых (22,6) более высокая чем у вторых (18,7), что связано с постоянно наблюдающейся интенсивной хлоритизацией туфов и туфовых брекчий кошабертской свиты.

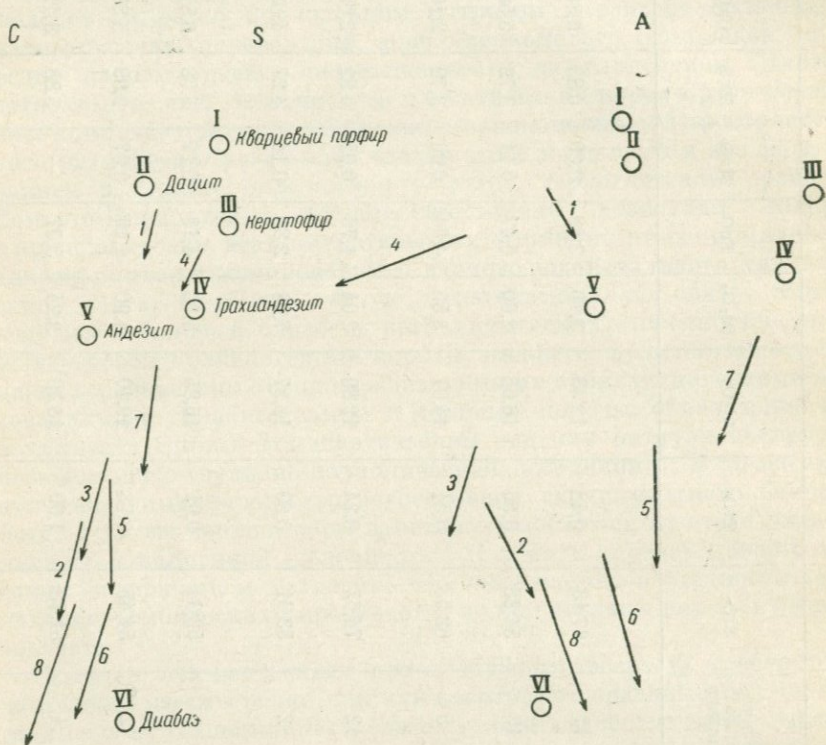


Рис. 12. Диаграмма средних составов вулканогенных толщ Алавердского района

1 — ахтальская толща; 2 — дебедачайская свита; 3 — кошабертская свита; 4 — толща кислых вулканогенных пород верхнего байоса; 5 — шихтахтская свита; 6 — толща пироксеновых порфиров; 7 — верхнеюрская толща; 8 — среднеозоеновая толща; I, II, III, IV, V, VI — средние составы по Дали

Хлоритизация обусловлена в основе своей интенсивным гипогенным выщелачиванием, с которым связано и пониженное содержание щелочей в породах кошабертской свиты по сравнению с породами дебедачайской свиты. В породах кошабертской свиты отмечаются значительные колебания в содержании щелочей (от 1—1,5 до 5,5), причем верхнее предельное содержание превышает соответствующее содержание щелочей в породах дебедачайской свиты.

Кислые породы верхнего байоса отличаются очень высоким со-

держанием кремнезема, достигающим 74,65%, а также значительно более высоким содержанием щелочей, чем породы дебедачайской и кошабертской свит. При сравнении их со средними типами пород видно, что они близки к дацитам, отличаясь от них и кератофилов низкой общей щелочностью. В целом кислые вулканогенные породы верхнего байоса представлены липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами и дацитовыми порфиритами в совокупности с пирокластическими аналогами, относящимися к типичной известково-щелочной серии.

Породы ахтальской толщи по своим петрохимическим особенностям также относятся к известково-щелочной серии. На векторной диаграмме они оказываются близкими к среднему типу дацитов, отличаясь от них несколько меньшей щелочностью и недосыщенностью глиноземом. От кислых пород верхнего байоса породы ахтальской толщи отличаются несколько большей щелочностью, несколько меньшим значением B , а также отсутствием пересыщенности глиноземом. Ахтальские кислые вулканогенные породы содержат меньше кремнезема (67,48%), чем породы верхнего байоса (74,65%) и принадлежат главным образом к дацитовым порфиритам и липарит-дацитовым порфиритам.

Весьма интересным является характер изменения величин, определяющихся количеством свободного кремнезема (Q) и соотношениями компонентов в полевых шпатах ($\frac{a}{c}$). Все породы нижнего вулканогенного комплекса пересыщены в той или иной мере кремнеземом. Эта пересыщенность в породах дебедачайской свиты относительно невелика ($Q = 14,5$), увеличивается в кошабертской свите до $Q = 26,6$ и достигает в породах верхнего байоса максимального значения ($Q = 46,2$). Параллельно с увеличением количества свободного кремнезема происходит и увеличение содержания щелочей в полевых шпатах. Отношение $\frac{a}{c}$ в дебедачайской свите составляет 0,9, в кошабертской — 2,0 и в породах верхнего байоса — 2,9. Породы ахтальской толщи менее чем породы верхнего байоса пересыщены кремнеземом ($Q = 34,3$) и имеют несколько меньшую относительную щелочность ($\frac{a}{c} = 2,7$). О петрохимических особенностях нижнего вулканогенного комплекса в целом можно судить по вычисленным способом средневзвешенного с учетом объема, занимаемого той или иной свитой в пределах района, содержаниям компонентов (в %): SiO_2 58,63; TiO_2 0,51; Al_2O_3 15,86; Fe_2O_3 2,70; FeO 5,69; MnO 0,40; MgO 3,40; CaO 4,72; Na_2O 2,48; K_2O 1,03.

Таким образом, усредненная магматическая порода нижнего вулканогенного комплекса оказывается близкой к среднему типу андезита, отличаясь меньшей щелочностью и чуть большей величиной B .

Вулканогенные породы верхнего байоса — бата обладают повышенной щелочностью, хотя и не выходят, как правило, за границы

известково-щелочной серии. Вулканогенные породы шихтахтской свиты близки по своим петрохимическим особенностям к среднему типу андезитов, отличаясь от них только несколько большим значением характеристики B . Однако в нижнем горизонте свиты местами развиты туфы и агломераты преимущественно андезит-дацитового состава, в которых содержание кремнекислоты достигает 60—65% и понижается общая щелочность. Средний же тип пород шихтахтской свиты слабо недосыщен кремнеземом ($Q = -3,9$) и беден щелочами ($\frac{a}{c} = 2,1$).

Толща пироксеновых порфиров отличается от шихтахтской свиты более основным — андезит-базальтовым — составом. В то же время величины, определяющие степень недосыщенности пород кремнеземом ($Q = -3,6$) и щелочами ($\frac{a}{c} = 1,7$), близки к соответствующим характеристикам пород шихтахтской свиты.

Верхнеюрские вулканогенные породы близки по химическому составу к трахиандезитам, обладая самой высокой щелочностью среди мезозойских и палеогеновых пород района. Величина $\frac{a}{c}$ составляет в них 4,0, а величина Q равняется — 0,2. Повышенная щелочность вулканогенных пород верхней юры как характерная их петрохимическая особенность не дает возможности связывать генетически с этой толщей пластообразные залежи и дайки плагиогранит-порфиров и микроплагиогранитов, как это делают И. Г. Магакьян (1960) и Г. А. Казарян (1959, 1962), рассматривающие их в качестве субвулканических образований верхнеюрского возраста. В действительности породы этих даек и залежей петрохимически близки к гранитоидам Кохбского и Ахпатского массивов и сильно отличаются от верхнеюрских эффузивов, обладая, как правило, значительно более низкой щелочностью.

Продукты каждого из трех циклов юрской вулканической деятельности образуют естественные ассоциации горных пород, характеризующиеся определенным геологическим положением и определенными петрографическими и петрохимическими особенностями, т. е. представляют конкретные магматические формации (Кузнецов, 1964). Нижний вулканогенный комплекс, отличающийся последовательной сменой основных и средних по составу вулканогенных пород породами дацитового, липарит-дацитового и липаритового состава может быть отнесен к последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Эта формация не вполне эквивалентна ни андезитовой формации, которую Ю. А. Кузнецов выделяет среди вулканогенных формаций орогенных зон, ни спилит-кератофировой формации, которая считается характерной для геосинклинальных трогов и с которой принято связывать колчеданное оруденение (Билибин, 1956; Смирнов, 1968 и др.). Следует сказать, что термин «спилит-кератофировая формация» по отношению к вулканогенным толщам колчеданосных районов имеет чисто

символическое значение, так как в этих толщах спилиты отсутствуют или играют подчиненную роль, а кератофиры и кварцевые кератофиры практически не встречаются.

Вулканогенные породы верхнего байоса — бата относятся к слабо-дифференцированной андезитовой формации. Андезитовой формации принадлежит и верхнеюрская вулканогенная толща, хотя несколько повышенная щелочность сближает ее с верхнеюрской трахиандезитовой формацией Грузинской глыбы (Дзюценидзе, 1948). Субвулканические образования повторяют в основном характер дифференцированности родственных вулканогенных толщ и, следовательно, относятся к тем же магматическим формациям, что и сами толщи.

Наоборот, гиабиссальные и жильные породы, комагматичные, судя по ряду признаков, с вулканогенными толщами, но являющиеся значительно более поздними, принадлежат самостоятельной плагиогранитной формации, широко распространенной и в других частях Сомхето-Карабахской зоны.

Более или менее тесные геологические, петрографические и петрохимические связи между различными магматическими образованиями мезозойского возраста позволяют говорить об их происхождении из единого магматического очага, возникшего в начальные стадии геосинклинального цикла в конце нижней юры. Эволюция очага завершилась, очевидно, в неокоме после инверсионной складчатости, охватившей Сомхето-Карабахскую зону. В процессе развития, вследствие различных причин тектонического и геохимического порядка, родоначальный магматический очаг распадался, по-видимому, на ряд вторичных или периферических очагов, эволюция каждого из которых могла отличаться своими специфическими особенностями (Котляр, 1968). О существовании таких вторичных или дополнительных магматических очагов свидетельствует наличие нескольких групп изверженных пород, возникших при различных состояниях тектонического режима и являющихся продуктами различных циклов вулканической или интрузивной магматической деятельности.

При всем разнообразии магматических пород юрско-неокомового тектоно-магматического комплекса обращают на себя внимание следующие факты, имеющие, очевидно, важное петрологическое значение.

1. Резкое преобладание как в вулканогенных толщах, так и в интрузивных комплексах магматических образований среднего состава; в вулканогенных толщах главная роль принадлежит, как указывалось, породам андезитового ряда, а среди интрузивных образований — кварцевым диоритам и плагиогранитам.

2. Подчиненное значение магматических пород основного состава, занимающих в вулканогенных толщах не более 10—15% их объема. Более или менее крупные интрузивные тела основных пород в районе практически отсутствуют. Лишь среди жильных пород роль образований основного состава возрастает и породы типа габбро-диабазов в большинстве случаев доминируют над диорит-

порфиритами, плагиогранит-порфирами и другими образованиями среднего и кислого состава.

3. Практически полное отсутствие пород ультраосновного состава. Необходимо иметь также в виду, что и в породах основного состава редко встречается оливин. Все эти отличительные особенности магматических образований юрско-неокомового комплекса позволяют говорить, с одной стороны, об их происхождении из первичной магмы базальтового (толеитового) состава и, с другой стороны, о смешении ее с более кислым магматическим расплавом или об ассимиляции базальтовой магмой значительных количеств гранитоидного вещества.

В соответствии с современными представлениями допускается самостоятельное существование ультраосновных (перидотитовых и с повышенной щелочностью), основных (базальтовых) и кислых (гранитоидных) магм (Кузнецов, 1964; Тернер и Ферхуген, 1961). Магмы первых двух типов возникают в результате селективного плавления верхней части мантии Земли. Гранитная магма может, вероятно, образовываться в результате гравитационной дифференциации первично базальтового магматического расплава или палингенным путем, т. е. в результате плавления нижней части сиалического слоя земной коры. Не исключается также возможность выплавления гранитной магмы из вещества мантии в результате его гравитационной дифференциации, хотя некоторые исследователи отвергают это предположение (Шейнманн, 1961). Появление же магматических расплавов промежуточного состава (в первую очередь, среднего) возможно путем смешения двух различных первичных магм или путем ассимиляции одной из этих магм резко отличных по химизму пород.

Преобладание среди магматических пород Алавердского района андезитовых порфиритов и их петрохимических эквивалентов является, очевидно, подтверждением предположения о толеитовом составе родоначальной магмы. Если бы такая родоначальная магма имела кислый состав, то следовало бы ожидать среди конечных продуктов преобладания пород типа дацитов. Необходимо иметь в виду также значительную мощность сиалического слоя в пределах Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны, измеряемую не менее чем 35—40 км (Асланян, 1958, Карапетян, 1958). При кислом составе исходной магмы трудно было бы найти в этом слое соответствующий объем базальтовых пород, ассимиляция которых могла бы понизить содержание кремнезема в расплаве на 13—15%, учитывая, что среднее содержание кремнезема в граните составляет около 70—72%, а содержание кремнезема в магматических породах района в среднем составляет около 57—58%. Такое же среднее содержание кремнезема в юрско-неокомовых магматических породах Алавердского района говорит о высокой степени контаминации родоначальной базальтовой магмы гранитоидным материалом. Чтобы базальтовая магма приобрела андезитовый состав, содержание кремнезема в ней должно было увеличиться на 8—9%. Так как в эффузивных, интрузивных и жильных породах среднего состава обычно

отсутствуют ксенолиты гранитоидных пород, можно полагать, что ассимиляция базальтовой магмой гранитоидного материала должна была происходить на значительных глубинах и при высоких температурах. Лишь в грубых и лапиллиевых туфах кошабертской свиты и в цементирующей массе слагающих ее верхнюю часть туфовых брекчий развиты обломки рассланцованных или полосчатых кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых пород, которые, возможно, представляют неполностью переработанные ксенолиты. В большинстве случаев, однако, ассимилированные породы, вероятно, полностью расплавились и растворялись в магматическом расплаве. Важным условием законченного процесса контаминации должно было, очевидно, явиться нахождение магматического расплава в состоянии покоя или при очень медленном выжимании вверх. По-видимому, только в этом случае могло произойти полное переплавление и поглощение инородного материала. Не исключена, правда, возможность, что гранитоидное вещество поступало в базальтовую магму уже в расплавленном состоянии. При любом из двух намеченных вариантов процесс контаминации базальтовой магмы гранитоидным материалом должен был происходить в самых нижних частях земной коры, толщина которой в пределах Алавердского рудного района, по геофизическим данным (Карапетян, 1958), составляет около 50—52 км, причем из них около 35 км приходится на долю осадочного и сиалического слоев и около 15—17 км на долю базальтового слоя. Именно здесь в нижних частях земной коры возникали те магматические резервуары, в которых в основном проходила дальнейшая эволюция магматического расплава.

Можно предположить, что магматическая дифференциация была обусловлена не одним, а несколькими взаимосвязанными и дополняющими друг друга процессами. Среди них одним из важнейших являлось всплывание более легких компонентов с накоплением магматического расплава относительно кислого состава в верхней части камеры, а более основного состава — в ее нижней части. Гравитационная дифференциация, аналогичная ликвации, могла осложниться и дополняться диффузией различных компонентов в магматическом расплаве, вследствие разной скорости перемещения различных химических соединений, также приводившей к разделению единого магматического расплава на отличающиеся по составу слои. Тот же самый эффект мог возникать или усиливаться газовым переносом компонентов в магматическом расплаве. При этом кислые компоненты, обогащенные летучими веществами, накапливались в верхних частях магматических резервуаров. Возникшие в результате этих процессов магматические расплавы различного состава могли в некоторых случаях отжиматься в более высокие горизонты земной коры, где и происходила их дальнейшая эволюция, связанная с процессами ассимиляции вмещающих пород, гравитационной дифференциации и газового переноса компонентов, т. е. с теми же процессами, которые обуславливали изменение магмы и в расположенных на более низких гипсометрических уровнях магматических

камерах. Образовавшиеся благодаря этим процессам магматические фракции различного состава — основного, среднего и кислого — обладали различными физическими свойствами и вследствие этого двигались по выводящим каналам с различной скоростью и в разное время и в зависимости от характера тектонических движений извергались на поверхность или застывали на глубине, образуя породы различного состава и различных структурно-текстурных особенностей. Различные по составу породы — основные и средние, с одной стороны, и кислые, — с другой, могли образовываться и в результате кристаллизации не связанных между собой общностью магматического очага двух самостоятельных магматических расплавов, один из которых мог иметь подкоровое происхождение, а другой возникнуть в результате палингенеза в нижних частях гранитного слоя. Однако такое предположение является менее вероятным, чем гипотеза об эволюции возникшего из базальтовой магмы единого андезитового расплава, так как, очевидно, лишь во втором случае можно достаточно уверенно говорить о сохранении близких петрохимических особенностей различных типов изверженных пород, что хорошо выражено в юрско-неокомовом тектоно-магматическом комплексе. Подчиненное положение кислых магматических пород также может служить свидетельством происхождения их из единого с основными и средними разновидностями родоначального очага.

В то же время существование в отдельные отрезки юры и неокома вторичных магматических очагов с разнящейся по химизму магмой отчетливо выражается в синхронном извержении магматических продуктов резко различного состава. В Алавердском районе особенно эффектным доказательством одновременного существования вторичных магматических очагов является параллельное накопление средних и основных по составу вулканогенных пород дебедачайской свиты и ахталских дацитовых порфиритов, липарит-дацитовых порфиритов и их туфов. Довольно большой объем последних, составляющий по ориентировочным подсчетам около 2—3 км³, не позволяет связывать их образование с дифференциацией магмы в самом подводящем канале вулканического аппарата центрального типа, так как в этом случае отличающиеся по составу дифференциаты имели бы резко подчиненное значение по отношению к главной массе вулканогенных пород. Частные фациальные переходы вулканогенных пород одного состава в вулканогенные породы другого состава, например диабазовых порфиритов в андезитовые в дебедачайской свите, андезитовых порфиритов в дацитовые в шихтахтской свите, тех же андезитовых порфиритов в дацитовые и базальтовые порфириты в вулканогенной толще верхней юры, обусловлены, по-видимому, именно дифференциацией расплава в выводных каналах.

Вулканогенные породы верхней байоса — бата и верхней юры несколько отличаются своими петрохимическими особенностями от пород нижнего вулканогенного комплекса средней юры, хотя и обладают преимущественно андезитовым составом. Эти вулканогенные породы характеризуются более высокой щелочностью по срав-

нению с породами нижнего вулканогенного комплекса. Однако в целом породы среднеюрского вулканогенно-осадочного комплекса имеют нормальную щелочность по сравнению со средними типами вулканогенных пород известково-щелочного ряда и поэтому объяснения требует не их относительно повышенная щелочность, а пониженная щелочность пород нижнего вулканогенного комплекса, связанная, по-видимому, с интенсивным выщелачиванием, широко проявившимся в низах разреза.

Действительно повышенной щелочностью, близкой к щелочности пород спилито-кератофирового ряда, обладают лишь вулканогенные породы верхней юры, что обусловлено формированием толщ уже в условиях некоторой консолидации Сомхето-Карабахской зоны, связанной с проявившимися здесь предбатской и предкелловейской складчатостью.

Надо полагать, что консолидация зоны сопровождалась образованием трещин в фундаменте и в нижних частях складчатого чехла, вследствие чего сквозьмагматические растворы поступали в очаги андезитовой магмы и обогащали расплавы щелочами. Однако масштабы этого процесса были небольшими, недостаточными для образования типичных щелочных пород.

Говоря о развитии магматической деятельности в районе, необходимо коснуться палеовулканических условий накопления эффузивных и пирокластических толщ. В Алавердском рудном районе вся вскрытая часть нижнего вулканогенного комплекса была сформирована в основном благодаря деятельности вулканов центрального типа. Об этом свидетельствует широкое развитие в дебедачайской свите пирокластических пород, наряду с эффузивами, а также пространственное размещение и морфологические особенности субвулканических тел и пород жерловой фации. Нередко субвулканические тела приурочены к жерлам вулканов, обладая штокообразной и цилиндрической формами. Выше отмечались петрографические и геологические признаки отличия субвулканических пород от близких по составу эффузивов. Такие же геологические и петрографические признаки позволяют более или менее уверенно отделить субвулканические породы от пород жерловой фации. Последние чаще всего имеют эффузивный облик и по петрографическим особенностям практически не отличимы от слагающих потоки и покровы эффузивов, с которыми породы жерловой фации иногда связаны непосредственными переходами. Таким образом, породы жерловой фации отличаются от эффузивов лишь условиями залегания.

Анализ морфологических особенностей субвулканических тел и пород жерловой фации, условий их распространения, а также распределения вулканогенных фаций вообще свидетельствует о преимущественно центральном типе вулканизма, который характеризовался развитием в определенные отрезки времени ряда крупных вулканов с многочисленными паразитическими кратерами на их склонах. Выявление всех этих вулканических построек и выяснение их конфигурации сталкивается с очень большими трудностями

вследствие наличия многочисленных вулканических кратеров различного размера и из-за различной, но во всех случаях очень большой степени денудированности вулканических аппаратов, а также значительной деформированности в результате более поздних тектонических процессов. Серьезно осложняет выявление и изучение вулканических построек также неравномерная площадная обнаженность различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и тем более их недостаточная обнаженность (естественная и искусственная) по вертикали.

Между тем оконтуривание древних вулканических аппаратов и их реконструкция представляют очень большой интерес для понимания закономерностей размещения проявлений эндогенной минерализации, особенно оруденения колчеданного типа (Котляр, 1960, 1968, В. И. Смирнов, 1968 и др.). Можно полагать, что в ряде случаев вулканические постройки оказывали прямое или косвенное влияние на локализацию колчеданных руд независимо от происхождения рудоносных растворов и способа рудоотложения. Прямое влияние вулканических аппаратов на пространственное размещение колчеданного оруденения возможно в случае непосредственной связи рудоносных растворов с вулканическими очагами. Более очевидной является роль вулканических построек, усиливших физико-механическую неоднородность среды, в появлении в ходе тектонической деформации специфических структурных элементов, которые могли иметь важное значение для циркуляции гидротермальных растворов и локализации колчеданных руд.

В Алавердском районе наиболее благоприятным для палеовулканических реконструкций участком явилось Ахтальское рудное поле, где отчетливо выявляется денудированная и деформированная вулканическая постройка центрального типа, сложенная главным образом кислыми вулканогенными породами ахтальской толщи. Именно контрастность состава слагающих ее пород и окружающих образований дебедачайской свиты помогла оконтурить эту постройку и разобраться в основных чертах ее строения, которые оказались весьма сложными (рис. 13). В ней выделяется центральный купол, вытянутый в северо-западном направлении и осложненный продольной ложбиной. Длина его составляет около 1 км при ширине до 500 м. В западной части рудного поля наблюдается меньший в горизонтальном сечении, но несколько более высокий купол, отделенный от центрального купола депрессией субширотного направления. Между центральным куполом и субвулканическими телами правобережья р. Дебед прослеживается еще более широкая депрессия субмеридионального направления. Каждая из упомянутых более или менее крупных вулканических форм осложнена рядом более мелких выступов и впадин различного порядка. Они, как и более крупные купола и депрессии, не имеют единой ориентировки, что, очевидно, является свидетельством их преимущественно эрозионно-вулканического, а не тектонического происхождения. Сравнивая углы наклона центрального купола с обычно более крутыми углами наклона современных вулка-

нов, можно полагать, что Ахтальский вулкан размыт по вертикали примерно на 300 м. Это подтверждается развитием в дебедачайской свите на правобережье р. Дебед и на правом склоне долины

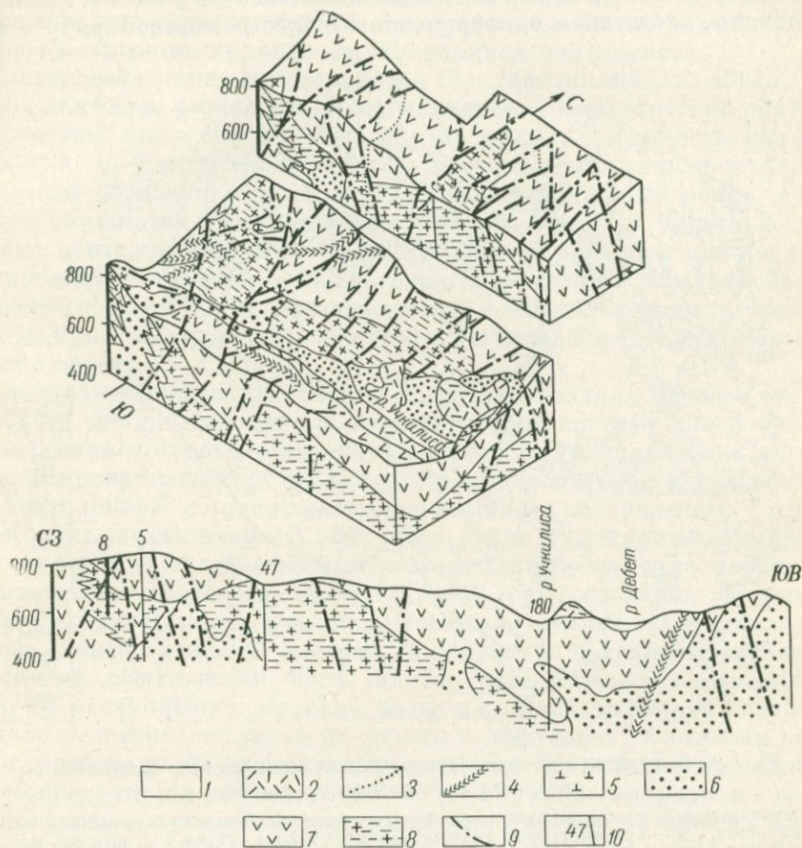


Рис. 13. Блок-диаграмма Ахтальского рудного поля

1 — аллювий, делювий; 2 — базальты; 3 — субвулканические дайки; 4 — дайки жильных пород; 5 — субвулканические диоритовые порфиры; 6 — субвулканические липарит-дацитовые порфиры и дацитовые порфиры; 7 — породы дебедачайской свиты; 8 — породы ахтальской толщи; 9 — разрывные нарушения; 10 — буровые скважины

р. Учкилисы на отметках несколько меньших, чем предполагаемая первоначальная высота вулкана, продуктов размыва кислых вулканогенных пород в виде прослоев кислых туффигов и кварцсодержащих туфогенных песчаников (Сопко, Чернышов, 1962). Несколько западнее Ахтальского вулкана синхронно с ним действовал вулкан, извергавший продукты среднего и частично основного состава (рис. 14), свидетельством чему служит широкое развитие здесь грубообломочных пирокластических пород и субвулканических тел

различной формы, залегающих на разных гипсометрических уровнях. Многочисленность субвулканических тел и некков, их небольшие размеры, быстрые фациальные переходы между эффузивами и пирокластическими породами, наблюдающиеся на этом участке, являются, очевидно, следствием одновременного существования, наряду с глав-

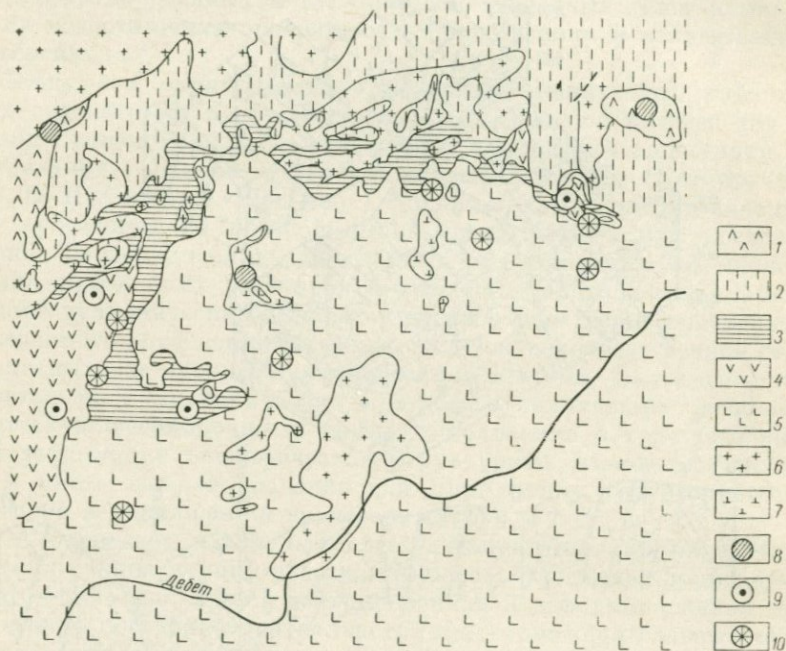


Рис. 14. Схема размещения предполагаемых вулканических аппаратов юрского возраста в Алавердском районе

1 — вулканогенная толща верхней юры; 2 — песчаники келловей; 3 — песчаники верхнего байоса — бата; 4 — вулканогенные породы верхнего байоса — бата; 5 — нижний вулканогенный комплекс средней юры; 6 — гипабиссальные породы; 7 — субвулканические тела; 8 — центры вулканических извержений в верхней юре; 9 — центры извержений в бата; 10 — центры извержений в байосе

ным вулканом, на его склонах или у подножия небольших паразитических кратеров, продукты извержений которых иногда различались по составу и строению в связи, вероятно, с дифференциацией расплавов в вулканических каналах или с ассимиляцией боковых пород в тех же каналах.

Андезитовые лавы и другие вулканические продукты среднего и основного состава, слагающие в настоящее время верхнюю часть дебедачайской свиты, извергались также вулканическим аппаратом, находившемся на западном крыле Дебедачайского поднятия в южной части Алавердского рудного поля. Существование этого вулкана можно предполагать на основании значительного отличия разреза

дебедачайской свиты на этом участке от строения соответствующей части той же свиты в районе Шамлуга и Ахталы. Здесь же встречаются и субвулканические тела, представленные дайками и штокообразными залежами андезитовых порфиров, обычно содержащих большое количество крупных вкрапленников плагиоклаза.

В сводовой части Дебедачайской брахиантиклинали обращает на себя внимание резкое возрастание мощности кошабертской свиты, достигающей здесь 400 м, тогда как на крыльях мощность падает до 80—100 м. Таким образом, туфы и туфовые брекчии кошабертской свиты образуют отчетливо выраженный усеченный конус, возможно, обязанный своим происхождением взрывной деятельности вулкана центрального типа. В целом, однако, вулканы и в период формирования нижнего вулканогенного комплекса средней юры и в более позднее время располагались, по-видимому, преимущественно на крыльях поднятия, используя развивавшиеся здесь разрывные нарушения.

Механизм извержений менялся на разных стадиях первого среднеюрского цикла, находясь в зависимости от состава лав в очаге и от строения и пространственного положения вулканических аппаратов. Широкое развитие пирокластических продуктов в дебедачайской свите говорит о преимущественно наземных извержениях. С другой стороны, перемежаемость эффузивов, туфов и вулканических брекчий с туффитами и туфогенными песчаниками несомненно морского происхождения является свидетельством существования морских условий в прилегающих участках. Очевидно, вулканы представляли острова, подвергавшиеся быстрой денудации и в периоды затишья эруптивной деятельности почти нацело заливавшиеся морем. Возможно, с поступлением морской воды в кратеры вулканов связано широкое развитие миндалин не только в эффузивах, в которых они могли образоваться в процессе излияния и застывания лав на увлажненной поверхности или под водой, но и в обломках эффузивов в грубообломочных пирокластических породах. Однако во многих случаях миндалины образовались за счет той воды или других летучих веществ, которые поступали в магму при ассимиляции боковых пород.

С течением времени содержание воды в андезитовой магме, находившейся в вулканическом очаге, уменьшалось в связи с чем в конце формирования дебедачайской свиты взрывная деятельность по существу прекратилась и происходили лишь излияния лав андезитового состава. Однако вслед за этим произошло резкое изменение механизма извержений, которые в период формирования кошабертской свиты приобрели исключительно взрывной характер. Переход к взрывной деятельности был связан, видимо, с поступлением в вулканический очаг новых порций магмы, имевшей более кислый — дацитовый — состав и насыщенный летучими веществами. По-видимому, существовавшие до этого вулканические конусы были в значительной мере разрушены взрывами почти нацело и за счет этого образовались туфы низов кошабертской свиты.

В течение более поздних стадий эруптивной деятельности в нижних частях вулканических каналов, очевидно, происходила кристаллизация дацитовых лав, обломки которых в виде вулканических бомб широко развиты в верхнем горизонте той же свиты. Кристаллизация лав была вызвана, по-видимому, резким переохлаждением из-за поступления при взрывах большого количества воздуха и происходила очень быстро. В связи с этим встречающиеся в обломках дацитовые порфиры обычно содержат лишь небольшое количество порфировых выделений и отличаются стекловатым сложением. Свидетельством кристаллизации дацитовых лав в резко окислительной обстановке является сильная гематитизация их обломков, обуславливающая обычную для них фиолетовую окраску.

Дальнейшая эволюция магматических расплавов привела к образованию дацитовых и липаритовых лав, за счет которых возникли кислые вулканогенные породы верхнего байоса. Имеющиеся данные указывают на перемещение вулканических аппаратов по сравнению с предшествующими стадиями среднеюрского цикла вулканизма. Чередование туфов, вулканических брекчий и эффузивов в составе рудоносной свиты является свидетельством существования вулканов центрального типа, имевших, вероятно, небольшие размеры, что в значительной мере обусловило линзообразное залегание пород. Этому способствовала и вязкость расплавов, не растекавшихся по поверхности земли, а застывавших поблизости от центров излияния. Один из вулканов, извергавших кислые лавы липаритового и частично дацитового состава и соответствующий пирокластический материал, располагался, вероятно, в районе Шамлугского месторождения, где наблюдаются неки липаритовых и липарит-дацитовых порфиров и их дайки. В восточной части района изливались преимущественно дацитовые лавы. В свите же Дебедачайского поднятия накопление кислых вулканогенных пород в верхнебайосское время, видимо, не происходило, о чем говорит уменьшение мощности этой толщи по направлению к своду и ее постепенное выклинивание. Такое же уменьшение мощности и выклинивание толщи происходит и в противоположном направлении — в стороны от сводовой части поднятия. Вулканы, извергавшие лавы и обломочный материал кислого состава, располагались, как и в предшествующие стадии вулканического цикла, на островах, в связи с чем кислые вулканогенные породы содержат прослои туффов или туфогенных песчаников, а иногда замещаются туфогенно-осадочными породами нацело.

В течение позднего байоса и бату вулканическая деятельность проявлялась локально, т. е. лишь в участках расположения одиночных вулканов центрального типа. Деятельности одного такого вулкана, видимо, обязана своим происхождением шихтахская свита. Этот вулкан представлял собой остров, который временами в значительной мере погружался под уровень моря. Главный кратер вулкана располагался к западу от центральной части Алавердского месторождения, где вместо развитых восточнее пирокластических и туфогенно-осадочных фаций распространены эффузивы, в значительной

мере представляющие жерловую фацию, и где мощность шихтахтской свиты достигает максимальных значений. На некоторых стадиях вулканического цикла поблизости от главного вулкана появлялись побочные кратеры, иногда извергавшие материал иного состава, чем поступающий из основного кратера. В этом отношении интересен переход в нижнем горизонте свиты от агломератов и вулканических брекчий андезито-дацитового состава, развитых близ устья р. Жанка, к эффузивным и пирокластическим породам андезитового и диабазового состава, распространенным в том же горизонте по правому склону долины р. Лалвар, или же смена пирокластических пород андезитового состава такими же образованиями дацитового состава по направлению с запада на восток в горизонте туфов и вулканических брекчий дацитовых и андезитовых порфиритов.

Заключительная стадия второго среднеюрского цикла вулканизма, в течение которой происходило накопление пород толщи пироксеновых и диабазовых порфиритов, также характеризовалась существованием одиночных вулканов центрального типа, располагавшихся на островах в мелководном море. В пределах района можно предполагать существование трех центров вулканической деятельности. Один вулкан, располагавшийся в Алавердском рудном поле, извергал лавы и обломочный материал андезитового состава, из другого — в восточной части района — извергались вулканические продукты базальтового состава. Можно отметить и в этих вулканических аппаратах некоторую дифференциацию магматических расплавов, подчеркивающуюся наличием в районе Верхней Ахталы отдельных некков, выполненных дацитовыми порфиритами и иногда непосредственно связанных с небольшими прослоями соответствующих эффузивных и пирокластических пород. Возможным третьим центром вулканической деятельности в это время являлся западный склон горы Кизылташ, где известны некки пироксеновых андезитовых порфиритов, прорывающие толщу туфогенных песчаников.

В верхнеюрском цикле механизм вулканических извержений и характер вулканических аппаратов были близки к тому, что имело место в течение второго среднеюрского вулканического цикла. В пределах района более или менее уверенно можно говорить о существовании в это время вулкана в верхнем течении р. Учкилиса. Здесь развиты охарактеризованные ранее некки порфиритов, близких по петрографическим особенностям к преобладающим разностям эффузивов оксфорд-кимериджской вулканогенной толщи. Широкое развитие на юго-восточном склоне горы Лалвар грубообломочных пирокластических пород свидетельствует о наличии здесь более или менее крупного вулканического аппарата. Третий вулкан в это время располагался, вероятно, в северо-восточной части района близ скалы Кара-Кая, где верхнеюрская вулканогенная толща почти нацело сложена вулканическими и туфовыми брекчиями андезитовых и диабазовых порфиритов.

Анализируя установленное или более или менее достоверно предполагаемое положение вулканических аппаратов в районе,

можно заметить, что они большей частью располагаются по определенным концентрическим линиям на крыльях Дебедачайского поднятия, подчеркивающим постепенный рост брахиантиклинали. Этот рост сопровождался образованием зон повышенной трещиноватости. Кроме того, можно заметить приуроченность ряда вулканических аппаратов в центральной части района к зоне повышенной трещиноватости северо-восточного направления, к которой приурочена и большая часть более поздних даек жильных пород, а также к полосе северо-западного простириания, протягивающейся через гору Кизылташ и верхнее течение рч. Учкилиса на восточный склон горы Лалвар. Это является свидетельством того, что основные элементы структуры возникли еще в процессе накопления вулканогенных толщ, а затем продолжали развиваться в течение длительного времени.

ТЕКТОНИКА РАЙОНА

Алавердский рудный район занимает северо-западную часть Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны, находясь на стыке Алавердского антиклинория, сложенного юрско-неокомовым тектоно-магматическим комплексом, и Лалварского синклинория, выполненного палеогеновым комплексом, резко несогласно залегающим на юре. Промежуточное положение района определяет сложность его тектонического строения.

Главная складчатая структура района — Дебедачайская брахиантиклиналь — представляет пологое поднятие, в строении которого принимают участие породы нижнего вулканогенного комплекса средней юры и вулканогенно-осадочных комплексов средней и верхней юры. Ось Дебедачайского поднятия вытянута в северо-восточном направлении почти перпендикулярно к простирианию Сомхето-Карабахской зоны.

По мнению К. Н. Паффенгольца (1958), Н. Р. Азаряна (1959) и др., юрские отложения района слагают вытянутую в северо-западном направлении Алавердскую антиклинальную складку, на северном крыле которой выходят верхнемеловые отложения, а на южном крыле юра перекрывается отложениями палеогена. Однако такое представление основано на учете лишь элементов залегания последующих толщ и объединении всех мезозойских и эоценовых отложений в один структурный ярус. В действительности же в Сомхето-Карабахской зоне наблюдается, как отмечалось ранее, несколько структурных ярусов — юрский, верхнемеловой и палеогеновый, в каждом из которых складчатые структуры обладают специфическими особенностями и нередко различными простирианиями.

Наблюдаемые в районе факты, особенно большое количество которых было получено в результате детальных геологосъемочных работ, свидетельствуют о наличии в районе брахиантиклинальной складки северо-восточного простириания. Это вытекает из закономерного постепенного изменения простириания толщ в пределах района от северо-западного в южной части Алавердского рудного поля к мериди-

диональному в его центральной части и северо-восточному в северной части. В Шамлугском рудном поле толщи имеют широтное простирание, а в Ахталском рудном поле снова наблюдается преимущественно северо-западное простирание. Главное направление падения меняется соответственно с юго-запада на запад-северо-запад — север-северо-восток. На правом берегу р. Дебед прослеживается восточное крыло складки. Длина Дебедачайской брахиантиклинали составляет около 20 км при ширине около 15 км. В ядре складки выходят эффузивные и пирокластические породы дебедачайской и кошабертской свит, на которых с некоторым несогласием залегают кислые вулканогенные породы верхнего байоса, а те в свою очередь несогласно перекрываются песчаниками верхнего байоса — бата и осадочно-вулканогенными породами шихтахтской свиты. На крыльях складки стратиграфически выше лежит комплекс отложений верхней юры, начинающийся толщей песчаников келловей.

Дебедачайская брахиантиклиналь представляет пологое поднятие с углами падения на крыльях порядка 10—30°. В сводовой части поднятия углы падения являются еще более пологими. Дебедачайская брахиантиклиналь осложнена рядом более мелких складчатых форм различных порядков. Особенно отчетливо выражены мелкие складки на крыльях Дебедачайской брахиантиклинали в слоистых осадочных и вулканогенно-осадочных толщах верхнего байоса — бата и верхней юры. Оси этих складок в большинстве случаев параллельны простиранию соответствующего крыла Дебедачайского поднятия. Наиболее крупные из этих складок — Алавердская, Ахталская — в длину прослеживаются до 2 км при размахе крыльев в несколько сотен метров.

Кроме складок, развивающихся на крыльях и окаймляющих их, Дебедачайское поднятие осложнено в некоторых участках складками, ориентированными под тем или иным углом к простиранию крыльев брахиантиклинали. Особенно крупной и резко очерченной из поперечных складок является Мазлумская антиклиналь в центральной части района, вытянутая в северо-западном направлении. Ядро антиклинали осложнено порфиритами дебедачайской свиты, а на крыльях выходят породы кошабертской свиты. К северо-западу в верхнем течении Учкислы ось складки погружается под песчаники верхнего байоса — бата и под келловейскую толщу. На погружении свода этой складки мощность кошабертской свиты и толщи песчаников верхнего байоса — бата сильно уменьшается, а толща кислых вулканогенных пород выпадает из разреза. Вероятно, к юго-восточному продолжению этой антиклинали приурочен Ахпатский интрузивный массив.

Такую же дополнительную складку представляет поперечная синклиналь широтного простирания, прослеживающаяся к северо-востоку от Алавердского месторождения. Она выполнена песчаниками верхнего байоса — бата, в основании которых лежит маломощная пачка туфогенно-осадочных пород верхнего байоса. Длина складки составляет около 2 км, а максимальная ширина не превышает 1 км. В синклинали пласты песчаников падают преимущественно не к ее

центральной части, а сохраняют западное и северо-западное падение, обусловленное их положением на западном крыле Дебедачайской брахиантиклинали.

Несколько небольших синклинальных и антиклинальных складок, являющихся кососекущими по отношению к крылу Дебедачайского поднятия, отмечено в Ахтальском рудном поле. Они прослеживаются главным образом в толщах песчаников верхнего байоса, бата и келловея, обладая длиной по простиранию до 1 км и шириной первые сотни метров. В вулканогенных породах низов разреза такие складки обычно почти не отражаются, но нередко на продолжении их осевых плоскостей в хрупких вулканогенных породах развиваются разрывные нарушения. Столь же тесную связь с разрывными нарушениями часто обнаруживают и еще более мелкие складки, отмечающиеся в ряде случаев в слоистых осадочных и вулканогенных породах. Иногда с разрывными нарушениями пространственно сопрягаются мелкие дисгармоничные складки, развивающиеся в относительно пластичных породах. Особенно интенсивная дисгармоничная складчатость наблюдается в лежащем боку надвига, разделяющего западную и восточную части Алавердского рудного поля. Здесь мелкие дисгармоничные складки с наклоненными к востоку осевыми плоскостями образовались в результате поперечного изгиба пластов туфогенных песчаников верхнего байоса—бата при надвигании на них жестких вулканогенных пород шихтахтской свиты.

Широко распространенные разрывные нарушения характеризуются обычно небольшими амплитудами смещений и небольшими длинами по простиранию и падению. Несмотря на это роль разрывных нарушений и связанных с ними трещин в распределении продуктов магматической и послемагматической деятельности была очень большой. Можно выделить следующие три главные системы разрывных нарушений: 1) разрывные нарушения и трещины, ориентированные параллельно крыльям Дебедачайского поднятия; 2) разрывные нарушения и трещины, поперечные по отношению к крыльям поднятия; 3) диагональные разрывные нарушения и трещины.

Первая и вторая системы разрывных нарушений меняют пространственную ориентировку в зависимости от положения в той или иной части складчатой структуры. Так, разрывные нарушения, параллельные крыльям Дебедачайского поднятия (их можно назвать оконтуривающими, или окаймляющими), на западном крыле складки имеют субмеридиональное простирание, на северном крыле складки в районе Шамлуга — широтное, а на северо-восточном ее крыле ориентированы в северо-западном субширотном направлении.

Таким же образом изменяют пространственную ориентировку и поперечные по отношению к крыльям Дебедачайской брахиантиклинали разрывные нарушения, обладающие на западном крыле ее широтным или северо-восточным субширотным простиранием, а в районе Шамлуга и Ахталы — субмеридиональным.

В противоположность этому диагональные разрывные нарушения в большинстве случаев сохраняют постоянное северо-западное

простираение независимо от положения в той или иной части складчатой структуры. Интересно, что разрывные нарушения северо-западного простираения являются более молодыми, чем поперечные разрывные нарушения, а те в свою очередь оказываются более молодыми по отношению к оконтуривающим разрывным нарушениям.

В различных частях района азимуты и углы падения оконтуривающих разрывных нарушений являются неодинаковыми. В каждом участке могут быть встречены две системы трещин одного и того же простираения, но падающих навстречу друг другу. Однако, как правило, отчетливо выражены разрывные нарушения лишь одной системы, в то время как другая оказывается представленной гораздо хуже. Так, на северном и северо-восточном крыльях складки развиты оконтуривающие разрывные нарушения преимущественно с падением на юг, а на западном крыле — на запад.

Поперечные по отношению к крыльям Дебедачайской брахиантиклинали разрывные нарушения также обладают обычно небольшой длиной по простираению, хотя в некоторых случаях наблюдаются целые пояса таких трещин, имеющие значительную протяженность. Эти разрывные нарушения, обладая крутым почти вертикальным падением, имеют и небольшую амплитуду смещения, а во многих случаях смещение по ним совсем не наблюдается в связи, вероятно, с компенсацией движений на различных этапах деформации. С различной направленностью движений в течение разных этапов связано и непостоянство характера смещений по отдельным поперечным разрывным нарушениям; чаще всего эти смещения выражаются взбросами, взбросо-сдвигами, но нередко отмечаются и нормальные сбросы. В Ахталском рудном поле амплитуда смещения по некоторым из этих нарушений достигает нескольких сотен метров, хотя обычно не превышает десятков метров.

Диагональные по отношению к крыльям складки разрывные нарушения в противоположность ранее рассмотренным двум группам разрывных нарушений довольно хорошо проявляются во всех толщах, входящих в разрез Алавердского рудного района. Перемещение по диагональным нарушениям имеет небольшую амплитуду и выражается сдвигами, взбросо-сдвигами или взбросами. Разрывные нарушения диагонального северо-западного простираения широко распространены в Алавердском рудном поле, в районе Ахталы, на участке Тахмах-Кала и в урочище Мазлум, но в ряде участков совсем не наблюдаются.

Такая же неравномерность распространения характерна и для других систем разрывных нарушений и тектонических трещин, которые в одних частях района резко сгущаются, а в других проявляются слабо. В частности, поперечные к крыльям складки трещины, имеющие северо-восточное простираение, отчетливо концентрируются в центральной части района, образуя полосу примерно вдоль оси Дебедачайской брахиантиклинали. Эта полоса представляет хорошо выраженный пояс повышенной трещиноватости, в котором сосредоточена большая часть даек жильных пород,

занимающих здесь до 40% пространства. Этот пояс повышенной трещиноватости представляется весьма важным элементом структуры района. Длина пояса составляет не менее 20 км. Ширина его меняется от нескольких сотен метров до 1,5 км. Весьма интересно, что в описанном поясе локализованы дайки различного возраста, часть из которых генетически связана с юрскими вулканогенными толщами, другая часть внедрилась в нижнем мелу, а третья часть, по-видимому, связана с предологоценовым циклом интрузивной магматической деятельности.

Говоря о тектонике района, необходимо упомянуть еще об одном типе структурных форм, сыгравшем немаловажную роль в размещении проявлений магматической и послемагматической деятельности. Такими структурными формами являются межформационные и внутриформационные зоны отслаивания, рассланцевания и дробления, которые развиваются на контактах разнородных по физико-механическим свойствам толщ и горизонтов, прежде всего на контактах кислых вулканогенных пород с перекрывающими их породами среднего и основного состава или туфогенно-осадочными отложениями. В контактах и близ контактов ахталской толщи с вулканогенными породами дебедачайской свиты и в контактах толщи кислых вулканогенных пород верхнего байоса с туфогенными песчаниками верхнего байоса — бата и с вулканогенными породами шихтахтской свиты образовались зоны отслаивания, рассланцевания и дробления, в которых локализовалась большая часть колчеданных руд. В некоторых случаях в этих же зонах, а также в полостях отслаивания в толщах туфогенно-осадочных пород размещаются пластообразные тела микроплагиигранитов, плагиигранит-порфиров и близких к ним по составу пород. Морфологически межформационные и внутриформационные зоны выражены полосами интенсивной сланцеватости и дробления, залегающими согласно или почти согласно со слоистостью или вернее с поверхностями контакта рудоносных толщ. Очевидно, эти зоны возникали в тесной связи с формированием Дебедачайского поднятия и осложняющих его структур.

Это формирование шло в течение длительного времени и отражало основные особенности тектонического развития всей Сомхето-Карабахской зоны. В пределах последней уже в юре наметился ряд участков относительного вздымания и относительного опускания с различной ориентировкой этих участков по отношению к структурно-формационной зоне в целом. Алавердский район с конца нижней юры стал прогибаться, здесь накапливались мощные толщи преимущественно субмаринных вулканогенных и частично пирокластических и туфогенно-осадочных пород. Особенно интенсивно прогибался участок близ вершины горы Кизылташ, т. е. сводовая часть теперешней Дебедачайской антиклинальной складки, где мощность кошабертской и, вероятно, дебедачайской свиты является максимальной.

Однако после отложения пород кошабертской свиты сводовая часть Дебедачайской антиклинали стала более стабильной, в то

время как крылья продолжали прогибаться. На это указывает уменьшение мощности, а затем выклинивание толщи кислых вулканогенных пород верхнего байоса к своду антиклинали.

Дифференциальные колебательные движения, приведшие в байосе к возникновению Дебедачайского поднятия, сопровождались возникновением трещин, которые частично были заполнены жильными отщеплениями вулканических очагов и, возможно, использовались проявлениями послевулканической пневмолито-гидротермальной деятельности. Поскольку в начальные этапы формирования поднятия динамические усилия были ориентированы в основном вертикально, наиболее хорошо выраженными явились те системы трещин, простирание которых совпадало с контурами крыльев брахиантиклинали. Ряд фактов указывает на то, что по этим оконтуривающим или концентрическим трещинам уже в ранние этапы происходили перемещения, носившие преимущественно характер малоамплитудных взбросов и надвигов, по которым движение происходило по направлению от свода к крыльям. Кроме этих оконтуривающих трещин, примерно одновременно с ними возникали трещины, перпендикулярные к крыльям поднятия. Эти трещины могут быть названы радиальными. На западном крыле складки в Алавердском рудном поле они имели субширотное простирание, в районе Шамлуга их направление становилось северо-восточным субмеридиональным. О раннем возникновении оконтуривающих и радиальных трещин можно судить на основании того, что именно к этим двум системам трещин приурочены дайки жильных пород субвулканического происхождения, связанные с формированием нижнего вулканогенного комплекса. Эти же трещины в значительной мере контролировали размещение вулканических аппаратов.

Накоплением толщи кислых вулканогенных пород завершился первый среднеюрский цикл вулканической деятельности, вслед за ним наступил некоторый перерыв в формировании разреза и даже частичный размыв продуктов этого цикла. Промежуток времени между завершением накопления указанной толщи и началом отложения более молодых несогласно лежащих на ней толщ был очень небольшим и не ознаменовался складкообразовательными движениями в их обычном понимании. Однако уже в байосское время дифференциальные вертикальные движения привели, наряду с разделением сводовых частей Дебедачайской брахискладки, как областей вздымания, от ее крыльев, как областей прогибания, к возникновению более узких линейно вытянутых депрессий и поднятий. К ним, в частности, относятся упоминавшиеся ранее узкая гребневидная Мазлумская антиклинальная складка и корытообразная синклиналь в урочище Верхний Кошаберт в юго-западной части района.

После кратковременного перерыва, наблюдавшегося в конце верхнего байоса, началось новое прогибание периферийных частей Дебедачайского поднятия, протекавшее в условиях затухания вулканической деятельности. Это прогибание привело к отложению

песчаников байос-батского возраста и к локальному накоплению разновозрастных с ними осадочно-вулканогенных толщ.

Значительная перестройка тектонического плана произошла в верхней юре, когда во всей Сомхето-Карабахской зоне произошло заметное сокращение бассейнов седиментации и большие площади начали воздыматься. Такая же тенденция, хотя и в менее отчетливо выраженной форме, может быть в общем отмечена и для верхнеюрской стадии развития Алавердского района.

В конце верхней юры и в неокоме во всей Сомхето-Карабахской зоне произошла инверсия тектонического режима, движения изменили свой знак и район стал испытывать общее поднятие. В это же время интенсивно формировались заложенные ранее складчатые структуры и Дебедачайская брахиантиклиналь приобрела близкие к современным черты. Движения в верхнеюрское — неокомовое время вызывались тангенциальными усилиями, которые были направлены с северо-запада на юго-восток и с юго-востока на северо-запад, о чем говорит конфигурация брахиантиклинали и расположение тектонических трещин.

Эти усилия привели и к подновлению или образованию связанных со складчатыми структурами разрывных нарушений и мелкой трещиноватости. Характер разрывных нарушений и трещин и их направления отличались от характера трещин, возникавших на первых этапах формирования Дебедачайской брахиантиклинали. В это время возникли прежде всего субпараллельные оси поднятия разрывные нарушения и трещины северо-восточного (СВ 10—50°) простирания, обладавшие в большинстве случаев крутым падением на юго-восток или северо-запад. Движения по ним выражались небольшими по протяженности взбросами, взбросо-сдвигами, реже надвигами с небольшой амплитудой смещения.

На отдельных участках, например в Алавердском рудном поле, где вновь образовавшиеся сколовые трещины совпадали по направлению с ранее сформированными оконтуривающими трещинами близкого к меридиональному простирания, могли возникать разрывные нарушения значительной амплитуды. В Алавердском рудном поле возникновению такого довольно крупного надвига способствовало и наличие двух сильно отличающихся по механическим свойствам, но разновозрастных толщ — свиты песчаников байоса — бата и шихтахтской свиты, по контакту между которыми произошло надвигание западного блока по направлению к востоку.

На этом же этапе деформации возникали вследствие сильной механической неоднородности среды и связанных с этой неоднородностью диагональных усилий и сколовые трещины северо-западного простирания, движения по которым носили в основном характер сдвигов, также обладавших небольшими амплитудами смещения.

Наряду с трещинами скалывания, формирование Дебедачайской складки сопровождалось образованием трещин отрыва, обладавших, как правило, крутым падением и близким к широтному простиранием. Большей частью трещины отрыва накладывались на ранее

возникшие системы трещин, т. е. в пределах Алавердского рудного поля они совпадали с древними радиальными трещинами, а на Шамлуге — с древними оконтуривающими трещинами скальвания. Надвиги, взбросы и взбросо-сдвиги северо-восточного простирания, а также северо-западные сдвиги сопровождались образованием значительного количества оперяющих трещин, сопрягавшихся с главными трещинами по падению или простиранию.

Разрывные нарушения локализуются главным образом в жестких и хрупких вулканогенных породах низов разреза. В этих породах разрядка динамических напряжений выражалась преимущественно в появлении разрывных нарушений. Перекрывающие их песчаники обладали довольно высокими пластическими свойствами и те же напряжения в них часто приводили лишь к появлению изгиба слоев, иногда очень сложного, вплоть до появления мелкой дисгармоничной складчатости. Таким образом, мелкие складки, структурные «носы» и флексуобразные перегибы нередко являются отражением тех разрывов, которые проходят в залегающих ниже толщах хрупких пород. Часть мелких складок на крыльях брахиантиклинали, по-видимому, возникла вне зависимости от разрывных нарушений в результате неравномерного изгиба и скольжения одних слоев относительно других. Если горизонт пластичных пород перекрывается жесткими вулканогенными породами, может наблюдаться переход складчатой формы кверху в дизъюнктивное нарушение.

Разнородность в физических свойствах различных толщ и отдельных горизонтов обусловила и появление в процессе складчатости поверхностей отслаивания и упомянутых выше зон межформационного и интратформационного дробления и расщепления, развивавшихся на контактах кислых вулканогенных пород с вулканогенными породами среднего и основного состава или с туфогенными песчаниками.

Из вышеизложенного следует, что структура Алавердского района в целом и отдельных его частей уже в мезозойское время являлась достаточно сложной и имела близкие к современным особенности. Эти особенности структуры, наряду с литологическими факторами, сыграли важнейшую роль в формировании и распределении интрузивных и жильных тел и в размещении проявлений послемагматической деятельности неокана или конца верхней юры.

Описанная важная стадия формирования структуры района и связанная с ней мощная интрузивная магматическая деятельность протекала на фоне вздымания Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны, которое продолжалось вплоть до сеномана. В связи с этим на территории района, как и на большей части всей Сомхето-Карабахской зоны, отложения нижнего мела отсутствуют. Верхнемеловые отложения в пределах района также отсутствуют, так как новый этап прогибания здесь начался лишь в среднем эоцене. В конце эоцена вся Сомхето-Карабахская зона испытала новое интенсивное поднятие и сильные складкообразовательные движения. В Алавердском районе этот этап деформации, характеризовавшийся

изменением направления усилий на северо-восток — юго-запад, привел к усложнению ранее сформированной структуры, сохранившей, однако, по-видимому, прежние контуры и главные ослабленные направления. В это время в Дебедачайской складке образовались разрывные нарушения северо-западного (СЗ 300—330°) простираения, движения по которым выражались в форме взбросов. Иногда эти нарушения, вероятно, совпадали с ранее возникшими сдвиговыми нарушениями северо-западного направления, иногда отклонялись от них на некоторый угол. Сдвиговые движения происходили по трещинам северо-восточного близкого к меридиональному простираению. Менялось и положение трещин отрыва, которые могли совпадать с возникшими прежде трещинами скола. В результате всего этого структура стала еще более сложной; особенно это относится к более древним среднеюрским вулканогенным толщам, где вследствие хрупкости пород главным образом и происходило образование трещин и где локализовалась поэтому большая часть проявлений гипабиссальной магматической деятельности, не только мезозойского, но и послесреднеэоценового времени. Формирование структуры, однако, на этом не закончилось, так как позже, вплоть до четвертичного времени, происходили движения, приводившие к возникновению разрывных нарушений типа нормальных сбросов, наложенных на складчатость и имеющих различные направления. На Шамлуге большая часть этих поздних сбросов имеет меридиональное простираение, в Алавердском рудном поле — широтное. Однако часто нормальные сбросы использовали ранее возникшие ослабленные направления, по которым происходили неоднократные перемещения одних блоков относительно других.

Унаследованность движений по определенным ослабленным направлениям является одной из важных особенностей тектонического развития Алавердского рудного района, обусловившей нередко наблюдающуюся совместную локализацию в одних и тех же участках разновозрастных проявлений магматической и послемагматической деятельности. Длительность и многоэтапность деформации толщ, слагающих разрез Алавердского рудного района, и их резкая литологическая и, следовательно, механическая неоднородность обусловили сложность узора тектонических трещин, особенно частых и разнообразных в низах разреза, представляющих отдельный структурный ярус.

В своем окончательном виде основная структурная единица района — Дебедачайская брахиантиклиналь — является типичным примером структур промежуточного типа (Белоусов, 1958, 1962), развитие которых представляет вообще характерную особенность строения Сомхето-Карабахской зоны.

Развитие Дебедачайской брахиантиклинали отчетливо делится на три этапа — юрский, нижнемеловой и палеогеновый. В течение первого этапа, охватившего среднюю юру и большую часть верхней юры, формирование брахиантиклинали было связано с действием вертикальных сил в условиях растяжения земной коры. Возникшие

при этом концентрические и радиальные трещины частично заполнялись отщеплениями вулканических очагов. Однако скоро растяжение земной коры в своде и на крыльях Дебедачайского поднятия прекратилось, так как по концентрическим или околонтрещинным трещинам в юрское время происходили перемещения преимущественно взбросового типа. Эти перемещения, очевидно, можно объяснить только как результат деформации сдвига, обусловленной дифференциальными движениями смежных участков земной коры, один из которых — Дебедачайское поднятие — испытывал вздымание, в то время как другие двигались в противоположном направлении. Однако в дальнейшем снова происходило раскрытие околонтрещинных трещин, в которые внедрились дайки андезитовых порфиров, связанные с юрской вулканической деятельностью. Неоднократное чередование закрытия и раскрытия определенных систем трещин, наблюдавшееся на различных этапах деформации горных пород юрского возраста, обуславливалось в одних случаях ослаблением или увеличением усилий при сохранении одного и того же плана деформации, в других случаях было связано с изменением направления действовавших сил.

Именно такое изменение плана деформации характерно для следующего этапа тектонического развития, когда вертикальные усилия в значительной мере трансформировались в горизонтальные складкообразовательные движения, приведшие к окончательному оформлению Дебедачайской брахиантиклинали, проходившему в условиях общего сжатия земной коры. В обстановке сжатия образовались осложняющие Дебедачайскую брахиантиклиналь более мелкие складки высоких порядков, межформационные и внутрiformационные зоны отслаивания и расланцевания и различные системы разрывных нарушений. В это же время вдоль оси Дебедачайского поднятия завершилось возникновение пояса повышенной трещиноватости, движения в котором привели к образованию за счет ранее существовавших коротких трещин отрыва протяженных трещин скалывания, амплитуда перемещения по которым была, однако, незначительной. Эти трещины впоследствии оказались выполненными дайками жильных пород глубинного происхождения. Некоторые из этих даек прослеживаются без перерыва на расстояние в первые километры.

Завершающий палеогеновый этап формирования складчатых структур Алавердского рудного района проходил при вновь изменившемся плане деформации. В это время образовались или были обновлены и подчеркнуты структурные элементы преимущественно северо-западного, согласного с простиранием Сомхето-Карабахской зоны в целом, простираения.

ТИПЫ РУД И ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Непосредственное и очень важное значение для понимания условий образования и закономерностей размещения колчеданного оруденения имеет изучение минерального состава руд, их структурно-

текстурных особенностей, последовательности отложения рудообразующих минералов, характера околорудных изменений вмещающих пород и пространственного размещения различных типов измененных пород по отношению к рудным телам. Вещественный состав, текстуры и структуры и последовательность кристаллизации руд колчеданных месторождений Алавердского района рассматриваются в работах В. Г. Грушевого (1930, 1935), И. Г. Магакьяна (1947, 1954), Э. А. Хачатуряна (1957) и в отчетах О. С. Степаняна, Н. Я. Монахова, С. А. Юшко, В. Г. Кругловой и т. д. Околорудные гидротермальные изменения изучались В. Г. Гогшвили, Т. Г. Зулиашвили, И. А. Каландаришвили (1962), А. Г. Казаряном (1961), Э. М. Налбандяном (1968), Э. А. Сагателян (1966). Интересные данные по минеральному составу руд Ахтальского месторождения и гидротермальным изменениям вмещающих его пород получены Н. М. Чернышовым (1962).

В месторождениях Алавердского района присутствуют по существу все типы руд, характерные для месторождений колчеданной формации вообще. Главными среди них являются серно-колчеданные, медно-колчеданные, полиметаллические и баритовые руды.

Наблюдения над пространственной локализацией различных типов колчеданного оруденения и их соотношениями между собой дают возможность выделить три стадии эндогенной рудной минерализации: 1) серноколчеданную, 2) медноколчеданную и медно-цинковую, 3) полиметаллическую и барит-полиметаллическую. Концентрированному рудоотложению предшествовали интенсивные гидротермальные изменения рудовмещающих пород, не сопровождающиеся заметным накоплением промышленно ценных рудных минералов.

Для первой рудной стадии, приводившей к накоплению серноколчеданных руд, главным и часто единственным рудным минералом является пирит. Серноколчеданные руды обычно раздроблены и в некоторых случаях цементируются минералами более поздних стадий минерализации (рис. 15). Это обстоятельство подчеркивает самостоятельность серноколчеданной минерализации и ее значительную разобщенность во времени от других проявлений оруденения, что дает возможность рассматривать серноколчеданную стадию в качестве самостоятельного этапа.

Подтверждением самостоятельности серноколчеданной стадии, ее эквивалентности определенному этапу рудообразования служит, кроме того, нередко наблюдающаяся пространственная обособленность пиритовых руд и различия в содержаниях элементов-примесей между ними и пиритами, образовавшимися в более поздние стадии минерализации.

Вторая стадия рудной минерализации характеризовалась выделением ряда сульфидов железа, меди, цинка, ассоциировавших с такими нерудными минералами, как кварц, карбонат, барит. Вместе с этими рудными и нерудными минералами в небольшом количестве отлагался и галенит. Эта стадия распадалась, по-видимому, на не-

сколько отрезков, выразившихся в появлении соответствующих генераций различных минералов.

Третья стадия минерализации привела к накоплению полиметаллических, барит-полиметаллических и баритовых руд. Главными рудными минералами в ней являлись сфалерит и галенит, а пирит и халькопирит отлагались в подчиненных количествах. Среди нерудных минералов резко преобладает барит, иногда образующий крупные мономинеральные скопления. Проявления второй и третьей стадий разделены между собой недостаточно четко, отличаясь по

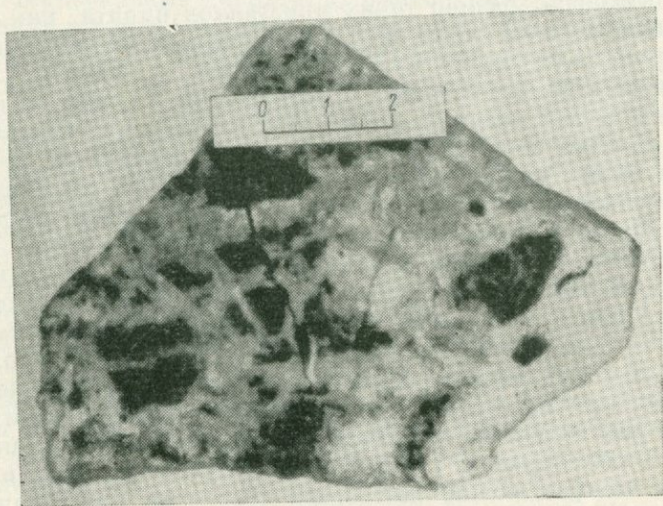


Рис. 15. Обломки серноколчеданной руды в кварц-серицитовой породе. Шт. 7 Ахтальского рудника

существо лишь количественными соотношениями главных рудообразующих минералов. Дробление медных и медно-цинковых руд происходило редко. Вследствие этого можно считать, что во многих случаях медно-колчеданная и барит-полиметаллическая стадии представляли звенья единого процесса. Вместе с тем наблюдающееся иногда пространственное обособление концентраций барит-полиметаллических и баритовых руд позволяет говорить о самостоятельности в некоторых случаях третьей — барит-полиметаллической — стадии минерализации.

В целом в колчеданных месторождениях района главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и барит. Остальные минералы играют подчиненную роль.

Пирит является самым распространенным сульфидом, встречаясь в тех или иных количествах во всех рудах и гидротермально измененных породах. В некоторых случаях пирит образует почти мономинеральные скопления массивных серноколчеданных руд (штоки

Анастас, Серноколчеданный Алавердского месторождения, отдельные скопления пирита и зоны весьма интенсивной пиритизации во многих местах района). Кристаллизация пирита происходила не только в течение всех стадий рудной минерализации, но и в значительной степени предшествовала ей. Однако относительные количества пирита на различных этапах гидротермальных процессов менялись так же, как менялись и формы кристаллов пирита. Наибольшие количества пирита выделялись при дорудном изменении пород и в течение первой — собственно серноколчеданной — стадии рудной минерализации, когда пирит кристаллизовался в виде кубов и комбинаций куба с октаэдром; размер таких кристаллов пирита, как правило, не превышал 1—2 мм, чаще измеряясь десятками долями миллиметра. Ассоциирует этот пирит главным образом с кварцем, хлоритом и серицитом. Количественные соотношения пирита и нерудных минералов бывают различными: в одних случаях преобладает пирит, а кварц образует корродированные пиритом реликтовые кристаллы, в других, более частых случаях, пирит образует рассеянные кристаллы в подвергшихся окварцеванию, серицитизации и хлоритизации породах. Густота вкрапленности пирита меняется в очень широких пределах — от единичных кристаллов до почти сплошных масс. Другие сульфиды, кроме пирита, в течение первой стадии рудной минерализации, за исключением весьма небольшого количества халькопирита и сфалерита, не выделялись. Часто проявления серноколчеданного оруденения образуют обособленные скопления, но нередко на них накладываются проявления более поздних этапов формирования медно-колчеданной и полиметаллической минерализации. В ряде случаев в горных выработках, в образцах и в полированных шлифах можно наблюдать дробление серноколчеданных руд, цементируемых нерудными минералами или медноколчеданными и полиметаллическими рудами.

Вторая стадия рудной минерализации, наиболее важная в промышленном отношении для Алавердского района, получила более локальное развитие. В течение второго этапа формировалось преимущественно медное и несколько реже медно-цинковое и полиметаллическое оруденение. Представлено это оруденение пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Среди нерудных минералов главную роль играет кварц; реже в рудах присутствуют барит, карбонаты и гипс.

Пирит в рудах второй стадии оруденения играет существенную роль, образуя нередко большие скопления. Представлен он обычно кристаллами пентагондодекаэдрического габитуса или комбинацией куба и пентагондодекаэдра. Размер кристаллов пирита варьирует от десятых и сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров; иногда встречаются кристаллы пирита размером 1—2 см. Крупными размерами кристаллы пирита, как показывают наблюдения, нередко обязаны явлениям собирательной перекристаллизации, происходившим в течение длительного времени в связи с неоднократным поступлением гидротермальных растворов. Такие крупные

зерна пирита образуются обычно в полостях растворения. В процессе перекристаллизации могли меняться не только размеры, но и форма кристаллов, приспособившихся к изменяющимся физико-химическим условиям среды. В связи с этим значительная часть пирита в виде пентагондодекаэдра может представлять, вероятно, переотложенный или перекристаллизованный пирит первой стадии минерализации.

Главным промышленным минералом второй стадии рудной минерализации является халькопирит, ассоциирующий с пиритом и другими сульфидами и нерудными минералами, а иногда образующий почти мономинеральные скопления, обычно приуроченные к центральной части рудных тел или слагающие ряд отдельных жил, разделенных между собой участками более или менее густой вкрапленности и прожилков сульфидов. Размер имеющих форму тетраэдров зерен халькопирита, выделявшегося во вторую стадию рудной минерализации, обычно измеряется десятками долями миллиметра и миллиметрами. Более поздними являются мелкие эмульсионные включения халькопирита в сфалерите, образовавшиеся в результате распада твердого раствора халькопирита и сфалерита. Такими же поздними являются и мелкие выделения халькопирита, заключенные между его крупными зернами и крупными зернами сфалерита.

Эти поздние выделения халькопирита представляют вторую генерацию рудных минералов, к которой относится и сфалерит, довольно часто присутствующий в рудах в тесной смеси с другими сульфидами или образующий гнездообразные и прожилкообразные выделения в массе халькопиритовых руд. Зерна сфалерита обычно обладают довольно крупными размерами, измеряющимися десятками долями миллиметра или целыми миллиметрами. Характерными для сфалерита второй стадии минерализации являются темные тона окраски, обусловленные повышенным содержанием железа. Кроме пирита, халькопирита и сфалерита, являющихся главными рудными минералами второй стадии, одновременно с ними в небольшом количестве выделялись галенит, гипогенный борнит, теннантит и другие более редкие минералы (Магакьян, 1947). Среди нерудных минералов главным является кварц. Барит, карбонаты и гипс, встречающиеся в медно-колчеданных и медно-цинковых рудах в небольшом количестве, выделялись преимущественно в конце второй стадии. Сформированные в результате этого процесса медно-колчеданные и медно-цинковые рудные тела являются важнейшими в практическом отношении для Алавердского района. К таким телам относится большинство пластообразных и линзообразных залежей Алавердского и Шамлугского месторождений и почти все жильные тела этих месторождений и большей части других участков.

К концу второй стадии, по-видимому, надо отнести и формирование на Шамлугском и Алавердском месторождениях полиметаллических рудных тел, подчеркивающих вертикальную зональность в распределении колчеданного оруденения в этих месторождениях. Эта зональность заключается в обычной смене медно-колчеданных рудных

тел медно-цинковыми и далее медно-свинцово-цинковыми полиметаллическими рудами, которые оказываются, таким образом, приуроченными к самым верхним горизонтам месторождений. При этом преимущественная приуроченность рудных тел независимо от их состава к зоне контакта гидротермально измененных пород верхнего байоса с толщей песчаников на Шамлуге или с шихтахтской свитой на Алавердском месторождении сохраняется. Следовательно, практически смена различных подтипов колчеданной минерализации происходит по восстанию рудоносной толщи. Так как при этом геологическое положение рудных тел существенно не меняется, особенно на Шамлугском месторождении, то указанная вертикальная зональность может, очевидно, появиться только в результате последовательного отложения различных рудных минералов из растворов, циркулировавших в течение одной стадии минерализации.

Барит-полиметаллические руды наиболее широко распространены на Ахталском месторождении, где они представляют единственный промышленный тип руд, сформировавшийся, вероятно, в течение обособленной третьей стадии минерализации. Главные рудные минералы этой стадии представлены сфалеритом и галенитом. Халькопирит и пирит отлагались в это время в подчиненном количестве. Часто встречаются, хотя и в резко подчиненных количествах, аргентит, золото, теннантит.

Сфалерит в проявлениях третьей стадии рудной минерализации представлен несколькими генерациями. Наиболее распространенным является серый мелкокристаллический сфалерит. Довольно широким распространением пользуются колломорфные разности сфалерита в ассоциации с колломорфными выделениями других минералов. Более поздним, представленным прожилками или прожилкообразными выделениями в полиметаллических рудах, является желтовато-коричневый крупнокристаллический сфалерит. Прожилки желтовато-коричневого сфалерита в гипсе в ассоциации с галенитом, халькопиритом и пиритом встречаются также в верхних горизонтах Алавердского месторождения, но эти прожилки, вероятно, относятся ко второй стадии рудоотложения.

Галенит, как и сфалерит, представлен несколькими генерациями. В массивных полиметаллических рудах наиболее распространен мелкокристаллический галенит, образующий графические и субграфические сростания со сфалеритом. Значительно реже встречаются крупнокристаллические индивиды галенита размером в несколько миллиметров, ассоциирующие с желтовато-коричневым крупнокристаллическим сфалеритом. Отмечаются также и колломорфные выделения галенита.

Халькопирит присутствует в полиметаллических рудах в виде агрегатов небольших зерен, рассеянных в массе сфалерита и галенита.

Пирит в полиметаллических рудах обычно представлен мелкими зернами, кристаллографически выраженными комбинацией куба и пентагондодекаэдра или иногда пентагондодекаэдром. Нередко встречаются также колломорфные выделения пирита.

Среди нерудных минералов третьей стадии минерализации главная роль принадлежит бариту. Особенно широко распространен он на Ахтальском месторождении, где часто образует мономинеральные скопления преимущественно в верхней части полиметаллических рудных тел, образуя с ними единые барит-полиметаллические залежи. Мощность баритовой части рудных тел достигает нескольких метров. В строении скоплений барита наблюдается иногда отчетливо выраженная закономерность, заключающаяся в том, что непосредственно на контакте с андезитовыми порфиритами в верхней части рудных

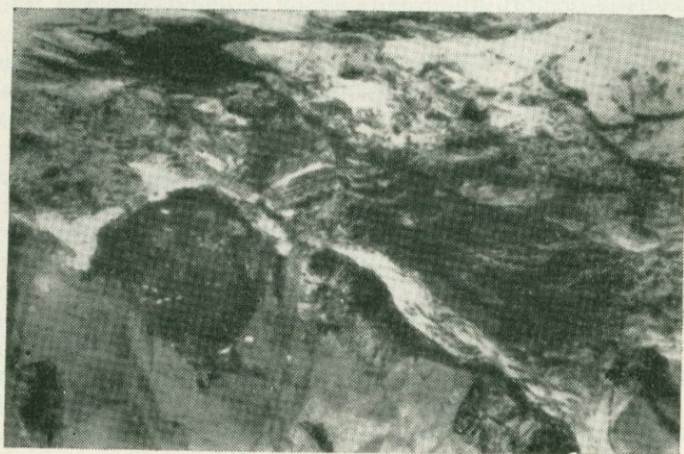


Рис. 16. Строение верхней части барит-полиметаллической залежи

Вверху — рассланцованные туффы и андезитовые порфиры, внизу — барит

тел залегает красный барит, книзу сменяющийся серым баритом (рис. 16). Красный цвет бариту придает тонко диспергированный гематит. В других случаях красный барит книзу сменяется массивными полиметаллическими рудами. Указанные различия в размещении различных типов барита зависят от состава замещенных баритом пород, предварительно подвергшихся интенсивному метасоматозу. Красный барит образуется на месте пород, обогащенных гематитом или гидроокислами железа, в то время как серый барит замещал породы, лишенные железа. Обладая достаточно четкой и резкой границей, красный и серый барит образовались, в общем, одновременно. Более поздним является белый крупнокристаллический барит, нередко слагающий мономинеральные прожилки в полиметаллических рудах. Другие нерудные минералы — кварц, карбонат — в полиметаллических рудах играют подчиненную роль. Интересным является присутствие флюорита, установленного Н. М. Чернышевым (1962) в довольно большом количестве в верхних горизонтах

Ахталского месторождения. До этого единичные находки флюорита были сделаны В. Г. Грушевым (1930) на Алавердском месторождении.

Текстуры руд в колчеданных месторождениях района не отличаются большим разнообразием. Наиболее часто встречаются вкрапленные и массивные руды. Нередко наблюдается также брекчиевидная текстура. Во многих случаях, хотя всегда в очень небольшом количестве, можно встретить метаколлоидные текстуры руд. Полосчатое строение руд наблюдается редко. В противоположность этому прожилковая текстура руд является очень распространенной.

Последовательность кристаллизации рудообразующих минералов подчеркивает охарактеризованную ранее стадийность гидротермальных процессов. Очень своеобразными являются соотношения времени отложения барита и рудных минералов в барит-полиметаллических рудах. По представлениям И. Г. Магакьяна (1947), красный и серый барит отлагался до выпадения из растворов сульфидов. По данным Н. М. Чернышова (1962), красный и серый барит является более поздним, чем сульфидные минералы. Это подтверждается тем, что в некоторых выработках Ахталского рудника наблюдаются прожилки серого барита в полиметаллических рудах. Пржилки еще более позднего крупнокристаллического белого барита завершали процесс минерализации. В ряде случаев эти последние проявления гидротермального процесса в виде мономинеральных баритовых жил и прожилков локализовались отдельно, вне пространственной связи с полиметаллическим оруденением. Такие баритовые жилы распространены на Учкилисинском месторождении барита, на южных и юго-западных склонах горы Кызылташ, в Алавердском рудном поле и т. д.

Все рудопроявления глубинного происхождения приурочены к гидротермальным измененным породам и сравнительно редко залегают в слабо затронутых изменениями разностях. Интенсивность изменений пород варьирует в широких пределах, являясь наибольшей в вулканогенных толщах. Но и вулканогенные породы в одних участках подверглись гидротермальной переработке в небольшой степени, в других же участки изменены исключительно сильно вплоть до полного исчезновения каких-либо реликтов первичного строения и состава. Не является одинаковым и характер гидротермальных изменений в различных участках, находясь в прямой зависимости от состава исходных пород, длительности циркуляции гидротермальных растворов и их физико-химических особенностей, непрерывно изменявшихся в процессе взаимодействия растворов с вмещающими породами.

Наиболее частые и охватывающие целиком какую-либо вулканогенную толщу, субвулканическое или гипабиссальное тело или значительные их части изменения выражаются в появлении в породах таких новообразованных минералов, как кварц, серицит, хлорит, карбонаты, эпидот, пумпеллиит, гематит и т. д. При весьма интенсивных изменениях возникают состоящие нацело из этих минералов

кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-карбонатно-хлоритовые, эпидот-хлоритовые и другие породы, широко развитые вообще в рудных полях колчеданных месторождений.

Образуюсь в различных типах пород и в различных физико-химических условиях, возникающие при гидротермальных изменениях минералы нередко отличаются формами выделений или составом. Особенно широко развитыми и разнообразными по физическим свойствам являются такие минералы переменного состава, как хлориты.

Хлориты наблюдаются в раскристаллизованной основной массе эффузивов, участвуют в выполнении миндалинов, присутствуют в слабо затронутых гидротермальными изменениями разностях и породах, подвергшихся интенсивной переработке. По данным Л. Н. Сопко, встречающиеся в породах Алавердского района хлориты, судя по оптическим свойствам, принадлежат пенину, клинохлору, прохлориту, делесситу, корундофиллиту, т. е. относятся ко всем трем их группам — магнезиальной, магнезиально-железистой и железисто-магнезиальной (Сердюченко, 1953). Наиболее распространенными являются пенин и клинохлор; несколько реже встречаются рипидолит. Все разности хлоритов встречаются в испытавших различные стадии и степени изменения породах, но наиболее ранними, как правило, являются магнезиально-железистые хлориты, которые обычно замещаются магнезиальными разностями, а те в свою очередь иногда замещаются железисто-магнезиальными хлоритами. Последние чаще наблюдаются в мономинеральных хлоритовых породах, относительно часто встречающихся в ореолах окolorудных изменений. Иногда в таких породах развиты и магнезиальные хлориты.

Кроме хлоритов, мономинеральные разности гидротермально измененных пород образуют иногда и другие минералы. Один из самых распространенных послемагматических минералов — кварц — участвует почти во всех типах гидротермально измененных пород, играя особенно важную роль в кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых разностях. Эти разности вместе с другими породами, в которых вторичный кварц развит в значительном количестве, иногда называют вторичными кварцитами (Наковник, 1964).

Однако кварц относительно редко слагает мономинеральные породы, приуроченные, как правило, к узким зонам, в которых происходила наиболее интенсивная циркуляция гидротермальных растворов. Ниже приведен химический состав (в %) образцов пород, сложенных почти нацело кварцем из нижнего контакта рудных тел Ахталского месторождения (Гогишвили, 1962): SiO_2 — 95,66; TiO_2 — 0,52; Al_2O_3 — 1,85; Fe_2O_3 — 0, FeO — 0; MnO — 0,01; MgO — 0,13; CaO — 0,20; Na_2O — 0,10; K_2O — 0,13; P_2O_5 — 0,005; FeS_2 — 0,28; SO_3 — 0,08; BaSO_4 — 1,24; влага — 0,10; п.п.п. — 0,45; сумма — 100,66.

В таких породах на Ахталском месторождении, по данным Н. М. Чернышева (1962), присутствуют барит и иногда диккит, пирофиллит и алунит.

Состав пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Серицитолит из Шамлугского месторождения	50,0	0,60	35,10	0,21	0,89	Сл.
Серицитолит из Риддерского месторождения	48,56	0,58	32,07	0,66	0,14	»
Средний состав серицита	50,88	—	30,09	1,81	1,35	—

Серицит, также представляющий один из самых распространенных гидротермальных минералов, в виде мономинеральных скоплений встречен лишь на Шамлугском месторождении. Такие серицитовые породы или серицитолиты (Курек, 1954) образуют прослой мощностью от нескольких сантиметров до 1,3 м и длиной до 30 м, вскрытый в восточной очистной камере между горизонтами —32 м и —60 м. Еще более мелкие тела серицитолитов встречались на горизонтах +17 м и —140 м. В линзообразном прослое серицитолиты, возникшие, вероятно, за счет туфов кошабертской свиты, содержат овоиды доломита размером по длинной оси до 1—2 см в количестве около 5% объема пород и мелкие игольчатые выделения рутила. Химический состав серицитолитов Шамлугского месторождения (в %) показан в табл. 2; в ней приведен также состав серицитолита из Риддерского месторождения (Курек, 1954) и средний состав серицита по П. Н. Чирвинскому (1953).

Из табл. 2 видно, что проанализированная порода почти нацело сложена серицитом, отличаясь от среднего типа отсутствием щелочных земель и пониженным содержанием железа. Важным отличием является также довольно высокое содержание Na₂O, указывающее на присутствие, наряду с серицитом, парагонита.

Одной из специфических особенностей околорудных метасоматических колонок колчеданных месторождений района является широкое развитие гипса, встречающегося, правда, в околорудных ореолах колчеданных месторождений и в других районах, но обычно в меньших количествах. Особенно широко распространен гипс в верхних горизонтах Алавердского и Шамлугского месторождений, где он иногда образует довольно крупные мономинеральные скопления. Иногда гипс находится в сростаниях с поздней ассоциацией сульфидов — клейофаном, галенитом, халькопиритом, что подчеркивает его гипогенное образование.

Пространственное размещение гидротермально измененных пород и соотношения в них различных минералов указывают на то, что циркуляция гидротермальных растворов, приводившая к изменениям вмещающих пород, происходила, как отмечалось, неоднократно и в течение длительного времени, вследствие чего менялись физико-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	S	Сумма
Сл.	Сл.	2,31	6,08	0,55	4,99	—	100,73
2,04	0,43	1,30	8,74	0,92	4,60	0,02	100,07
0,59	0,39	1,37	7,88	4,57	—	—	98,93

химические условия процесса, т. е. температура, давление и концентрация веществ в растворах. Изменение концентраций в растворах было связано в первую очередь с изменением подвижности компонентов, что приводило к повышению потенциалов одних элементов и понижению других. Важное значение имел и привнос некоторых элементов из магматических очагов, хотя этот привнос в количественном отношении, вероятно, был небольшим. На всех этапах гидротермальных изменений происходило в основном перераспределение веществ в породах, но привносившиеся из магмы второстепенные в количественном отношении компоненты в значительной степени, вероятно, представляли соединения тяжелых металлов, накопление которых приводило к формированию интересных в практическом отношении рудных тел различного состава. В породах же, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов в изменявшихся физико-химических условиях, возникали устойчивые для этих условий минеральные ассоциации и происходила смена одних минеральных ассоциаций другими.

При всем разнообразии минерального состава гидротермально измененных пород можно выделить несколько минеральных рядов, сложенных минералами, возникавшими в общем в одно и то же время в одинаковых или близких физико-химических условиях. Если не считать различных автометаморфических минералов, достаточно отчетливо обособляются три таких парагенетических минеральных ряда; 1) эпидот, хлорит, кварц, карбонат, гематит и близкий к нему ряд пумпеллиита, хлорита, карбоната; 2) кварц, серицит, хлорит, карбонат, пирит; 3) сульфиды тяжелых металлов, кварц, хлорит, серицит, барит, гипс.

Каждый из этих парагенетических рядов возникал в различных термодинамических условиях и при различном химизме растворов, заполнявших поры в породах или циркулировавших по этим порам и трещинам. Таким образом, возникновение каждого парагенетического ряда относится к определенной стадии метасоматических процессов, протекавших в общем с отчетливо выраженной тенденцией к понижению температуры. Вследствие этого более высокотемпературные ассоциации сменялись с течением времени более

низкотемпературными парагенезисами, и в целом процесс носил характер регрессивного метаморфизма, хотя в ряде случаев, вероятно, наблюдались и отклонения от этой тенденции, связанные с проявлениями автометаморфизма различных разновозрастных магматических образований.

Как показывают соотношения между различными минералами и минеральными ассоциациями, среди наложенных метасоматических изменений, происходивших после окончательного застывания магматической породы, более ранним процессом было образование эпидота, хлорита и других, связанных с ними минералов. Эта ассоциация возникала в среднетемпературных условиях, причем проявления этого процесса охватывали очень большие площади, не контролируясь какими-либо определенными системами трещин. То же самое относится и к ассоциации пумпеллиита с хлоритом и другими минералами. Появление этих ассоциаций следует считать результатом регионального послемагматического метасоматоза, пользуясь предложенной Д. С. Коржинским (1953) классификацией процессов метасоматоза.

Более низкотемпературная ассоциация кварца, серицита, хлорита, карбоната с пиритом, слагающая кварц-карбонатно-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые породы, не имеет регионального развития, отчетливо контролируясь определенными системами трещин. В тех участках, где трещиноватость была интенсивной, такие породы могут занимать довольно большие площади. Но и в этих случаях по мере удаления от трещин, служивших путями для движения растворов, интенсивность изменений падает. Следовательно, образование кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и кварц-карбонатно-хлоритовых пород связано с процессом низкотемпературного околотрещинного метасоматоза.

Так как самыми ранними проявлениями метасоматоза в вулканогенных толщах были автометаморфические изменения, в процессах гидротермальных изменений рудовмещающих пород соответствующую роль играли: 1) автометаморфизм; 2) региональный послемагматический метасоматоз; 3) дорудный низкотемпературный околотрещинный метасоматоз; 4) околорудный метасоматоз.

Автометаморфизм, происходивший в процессе застывания различных магматических пород или непосредственно после него, выражался в раскристаллизации основной массы эффузивов, в уралитизации пироксена и замещении фенокристаллов темноцветных минералов и плагиоклаза агрегатом эпидота, хлорита и альбита, в образовании миндалин, которые выполняют минералы, возникшие в результате перераспределения компонентов в породах.

К автометаморфизму относится, вероятно, и начало тех мощных процессов альбитизации, которые интенсивно проявились в эффузивных породах липаритового, дацитового и иногда андезитового состава с превращением этих пород в «альбитофиры» и «кварцевые альбитофиры» или «кератофиры» и «кварцевые кератофиры», как их называли раньше.

Эти процессы получили дальнейшее развитие и завершились при региональном послемагматическом метасоматозе, широко проявившемся преимущественно в низах разреза. Особенно отчетливы следы послевулканического метасоматоза в породах дебедачайской свиты, подвергшихся интенсивной эпидотизации и хлоритизации, сопровождавшейся образованием кварца, альбита и пирита. Изменения здесь проявлялись настолько резко, что В. Г. Грушевой (1930) назвал в свое время всю эту свиту толщей «нижних эпидотизированных порфириров». Этот процесс может быть назван пропилитизацией в ее эпидот-хлоритовой фации.

О составе пропилитизированных пород дебедачайской свиты можно судить по следующим результатам анализа (в %): SiO_2 — 54,88; TiO_2 — 0,68; Al_2O_3 — 14,63; Fe_2O_3 — 1,83; FeO — 6,56; MnO — 0,28; MgO — 4,77; CaO — 4,36; Na_2O — 2,51; K_2O — 1,49. Если для грубой ориентировки сравнить анализ этих пород со средним составом дебедачайской свиты (см. табл. 1), то можно видеть, что в пропилитизированных породах происходит некоторое увеличение содержания щелочей, магнезии и серы и уменьшение содержания кальция, железа и глинозема при неизменном содержании кремнекислоты. Это свидетельствует о нейтральном или слабощелочном характере растворов, вызывавших пропилитизацию.

В кислых вулканогенных породах эпидотизация и хлоритизация проявляются очень слабо, во многих случаях они замаскированы более поздними процессами выщелачивания. Небольшое значение имеет пропилитизация и в породах кошабертской свиты, где также отчетливее выражены более поздние процессы выщелачивания. Возможно, выщелачивание могло проходить не только позже пропилитизации, но и одновременно с ней, так как кислые растворы могли образоваться в результате возникновения опережающей волны кислотных компонентов, как это предполагает Д. С. Коржинский (1957, 1960), или в результате окисления сероводорода с образованием в близповерхностных условиях сильной серной кислоты, как это наблюдается иногда в областях современной вулканической деятельности (Набоко, 1963).

Эти кислые растворы могли переносить железо и кальций, выщелачивавшиеся из пород основного состава и отлагавшиеся в вышележащих породах. По-видимому, в ряде случаев при сильном изменении физико-химических параметров системы, т. е. при резком увеличении pH или при падении давления, могло происходить концентрированное отложение железа в виде пирита. Вероятно, скопления пирита первой стадии минерализации, обычно подвергшегося катаклазу, в определенной мере возникали в процессе пропилитизации.

Однако большая часть железа при этом процессе фиксировалась в виде рассеянных зерен пирита в пропилитизированных породах или в виде гематита в тех же пропилитизированных породах, особенно в затронутых пропилитизацией вулканогенных породах кислого состава.

Кроме наиболее отчетливо выраженной и широко распространенной эпидот-хлоритовой фации пропилитизированных пород, изредка встречается в низах дебедачайской свиты ассоциация эпидота с актинолитом, альбитом и пиритом. В эту ассоциацию почти всегда входит и хлорит.

Довольно значительным распространением пользуется ассоциация пумпеллиита с хлоритом и альбитом, развитая главным образом в вулканогенных породах шихтахтской свиты. Иногда лотрит (пумпеллиит) в ассоциации с хлоритом наблюдается в небольшом количестве в пироксеновых андезитовых и диабазовых порфиритах батской толщи. По-видимому, пумпеллиит-хлоритовую фацию можно считать менее глубинным, чем эпидот-хлоритовая ассоциация, проявлением пропилитизации.

Пропилитизацией различной степени интенсивности в той или иной фации охвачены и субвулканические породы. Этот факт, а также размещение пропилитизированных пород в разрезе позволяют предполагать, что процессы регионального послемагматического метасоматоза закончились в основном к концу верхней юры. Заметная разница в метаморфизме пород нижнего вулканогенного комплекса по сравнению с более молодыми толщами говорит о длительности метасоматических процессов, об их непрерывном, но скачкообразном развитии. В значительной мере этим обстоятельством объясняется противоречивость данных о возрастной датировке процессов околорудных изменений и рудоотложения, полученных путем определения возраста серицита калий-аргоновым методом (Налбандян, 1966) и путем наблюдений над соотношениями измененных пород и руд с дайками субвулканического и более глубинного происхождения.

Более отчетливо пространственно обособлен по сравнению с региональным послемагматическим метасоматозом низкотемпературный околотрещинный метасоматоз дорудного этапа. Наиболее характерной чертой этого процесса было выщелачивание, обусловленное высоким содержанием кислотных компонентов в растворах. Привноса вещества извне, за исключением углекислоты и некоторого количества серы, и в эту стадию метасоматоза не происходило. Вследствие этого состав гидротермально измененных пород в этом случае также зависел от первичного состава исходных отложений. В кислых вулканогенных породах полевые шпаты замещались серицитом с образованием кварц-серицитовых пород. Содержавшиеся в породах в небольших количествах магний и кальций частично выносились, частично фиксировались при вполне подвижном состоянии углекислоты в виде карбоната — анкерита или кальцита. Железо также входило в анкерит, но в основном шло на образование пирита, вкрапленность которого обычна в кварц-серицитовых породах. Кроме кварца, серицита, карбоната и пирита, в кислых вулканогенных породах, подвергшихся выщелачиванию, наблюдаются в том или ином количестве хлорит, рутил, апатит.

Минералы, встречающиеся в породах, подвергшихся выщелачиванию, образовались в результате перегруппировки компонентов

под действием кислых растворов или представляют реликты парагенетических ассоциаций, возникших при кристаллизации магматических расплавов, автометаморфических преобразованиях или региональном метасоматозе. Эти реликтовые минералы сохраняются благодаря неравномерной пористости и трещиноватости пород или вследствие высокой устойчивости (инертности) входящих в состав минералов компонентов. Это относится не только к кислым вулканогенным породам, но и к породам среднего и основного состава, также подвергшимся выщелачиванию. Изменение состава кислых вулканогенных пород при выщелачивании показано в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что при выщелачивании в общем происходило уменьшение содержания щелочей, щелочных земель и железа, содержание же кремнекислоты, глинозема и окиси титана в породах увеличилось или оставалось близким к исходному.

В конечных продуктах выщелачивания кислых вулканогенных пород — вторичных кварцитах, как это следует из приводившегося выше анализа, содержание кремнекислоты достигает 90—95% объема пород. Наиболее интенсивное выщелачивание происходило непосредственно в трещинах разрывных нарушений, по которым двигались гидротермальные растворы. Здесь возникали кварцевые зоны различной мощности, что зависело от длительности циркуляции растворов и густоты расположения главных и оперяющих трещин. Кварцевые зоны с одного или обоих боков окаймляются полосами развития кварц-серицитовых пород. На границе между кварцевой и кварц-серицитовой зонами, вследствие изменения режима кислотности — щелочности раствора, происходило в некоторых случаях интенсивное отложение пирита в виде значительно более густой вкрапленности, чем в кварц-серицитовых породах. По мере просачивания в стороны от путей движения растворы нейтрализовались, на некотором удалении от зоны разрывного нарушения выщелачивание затухало и зона кварца и серицита сменялась зоной разложенной вулканогенной породы с сохранившимся в той или иной степени полевым шпатом.

Появление ряда метасоматических зон характерно и для процесса выщелачивания пород среднего и основного состава. В этих случаях мономинеральная кварцевая зона сменяется зоной кварц-серицитовой породы, иногда содержащей карбонат, та в свою очередь зоной кварц-серицит-хлоритовых пород, а последняя — зоной кварца с хлоритом и карбонатом. Далее идут несущие лишь следы регионального метасоматоза и автометаморфизма вулканогенные породы среднего и основного состава.

Состав выщелоченных пород кошабертской и шихтахтской свит приведен в табл. 4.

Из табл. 4 видно, что при выщелачивании пород среднего состава происходил вынос железа, магния, кальция и щелочей. Наряду с этим происходило уменьшение содержания окиси титана и глинозема и в общем случае увеличивалось лишь содержание кремнекислоты. Однако преобладающий вынос компонентов при выщелачивании осложнялся одновременным отложением ряда соединений

Состав толщ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
Средний состав пород ахталъской толщи	67,18	0,48	12,43	3,91	2,19	0,09	0,83	3,36	3,21	1,75	—		
Выщелоченный кварцевый плагиопорфир, по О. С. Сте- паняну	79,76	0,39	13,07	0,46	0,42	—	0,21	—	2,00	1,43	0,24	1,92	99,30
Средний состав кислых вул- каногенных пород верхнего байоса	74,65	0,24	12,89	2,04	1,76	0,05	0,92	2,05	2,21	1,77			
Выщелоченный липарит — да- цитовый порфир из субвул- канического тела на гор. —60 м, Шамлугского место- рождения	74,29	0,42	13,52	0,86	2,60	—	0,94	0,68	1,81	1,00	0,28	2,85	100,69

Таблица 4

Состав пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
Средний состав пород кошабертской свиты	62,53	0,51	14,07	3,53	4,64	0,06	3,72	2,10	2,00	0,61	—	—	—
Окварцованный грубый туф андезит-дацитовых порфири- тов кошабертской свиты . .	73,38	0,37	8,92	1,05	4,55	—	2,36	—	0,57	0,82	0,10	6,33	98,45
Средний состав пород шихтахт- ской свиты	53,61	0,60	18,27	7,03	2,89	0,14	4,27	4,80	5,33	0,51			
Окварцованный и серицитизи- рованный туф андезитовых порфиринов из нижнего го- ризонта шихтахтской свиты	63,08	0,43	14,02	7,24	1,74	0,02	1,39	3,10	0,09	2,98	0,44	6,03	100,56

в соответствии с представлениями о дифференциальной подвижности компонентов (Коржинский, 1953). Так, в породах шихтахтской свиты одновременно с выщелачиванием железа, щелочных земель и натрия на отдельных участках происходило накопление калия с образованием кварц-серицитовых пород с некоторым количеством хлорита и карбоната.

Спорадическое накопление отдельных компонентов, происходившее в стадию выщелачивания, сменилось преобладающим осаждением ранее выщелоченных оснований в ходе отложения медноколчеданных и полиметаллических руд и в непосредственно предшествовавшее процессу рудоотложения время.

Рудоотложение, разделявшееся на ряд охарактеризованных ранее стадий, шло также в обстановке околотрещинного метасоматоза, но в еще более низкотемпературных условиях, чем выщелачивание. Для метасоматоза рудного этапа характерны достаточно высокие потенциалы магния и калия в гидротермальных растворах, ограниченная подвижность железа в начале процесса, а затем переход этого элемента в инертное состояние. Специфической особенностью метасоматоза рудного этапа являются также быстрые и резкие изменения режима кислотности и щелочности растворов, связанные с образованием в их составе значительных количеств сульфат-ионов на различных стадиях процесса. Привнос магния и железа в начале этапа обусловил значительную роль железо-магнезиального метасоматоза, приводившего к образованию хлоритовых пород в зонах разрывных нарушений, служивших путями движения гидротермальных растворов.

Здесь же происходила перекристаллизация пирита с образованием крупных кристаллов. Кроме хлорита в этих породах наблюдаются кварц, карбонат, иногда серицит и альбит как остаточные продукты стадии выщелачивания и регионального послемагматического метасоматоза. В связи с неравномерной пористостью и трещиноватостью химический состав пород, подвергшихся железо-магнезиальному метасоматозу, отличается сильными колебаниями, что зависит и от исходного состава магматических образований (табл. 5).

При сравнении таблиц 4 и 5 видно, что стадия околорудного метасоматоза характеризуется привносом железа, магния, иногда кальция. Одновременно увеличивается содержание глинозема и уменьшается, иногда очень резко, содержание кремнекислоты. Вместе с тем происходит обычно и увеличение содержания калия; таким образом, железо-магнезиальный и калиевый метасоматоз несколько перекрывают друг друга. Лишь к середине рудного этапа железо-магнезиальный метасоматоз сменился калиевым метасоматозом, в результате которого в зонах разрывных нарушений в ряде случаев образовывались существенно серицитовые породы. Калиевый метасоматоз несколько опережал или сопровождал отложение медных, медно-цинковых и полиметаллических руд. Крайним его выражением является образование охарактеризованных ранее серицитолитов. Богатые железом сульфиды тяжелых металлов, прежде всего

Таблица 5

Состав пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	SO ₃	Сумма
Хлоритизированный андезитовый порфирит дебедачайской свиты. Скв. 240 Шамлугского месторождения	45,64	0,87	19,00	1,57	9,98	0,28	9,94	—	0,84	1,99	0,22	7,40	0,86	97,99
Карбонатно-хлоритовая порода по туфам липарит-дацитовых порфиров верхнего байоса. Гор. +17 м Шамлугского месторождения	29,16	0,20	22,66	3,59	10,78	—	11,18	9,94	0,10	3,25	2,59	8,16	—	101,61
Кварц-серицит-хлоритовая порода по туфам липарит-дацитового состава верхнего байоса. Гор. —32 м Шамлугского месторождения	67,68	0,47	11,53	0,88	3,12	0,06	1,90	3,92	4,30	1,31	0,16	4,04	—	99,3

халькопирит и темный сфалерит (марматит), характерный для медно-колчеданной стадии рудоотложения, в значительной мере замещали пирит, благодаря чему медноколчеданные и медноцинковые руды часто оказываются приуроченными к зонам не только серицитизации, но и хлоритизации. Халькопирит иногда, кроме того, развивался по гематиту и гидроокислам железа в яшмовидных породах, если эти породы оказывались близ зон циркуляции гидротермальных рудоносных растворов.

Схема развития метасоматических процессов в предрудный и рудный этапы, за исключением конца последнего, оказывается принципиально близкой как для медноколчеданной и медно-цинковой минерализации, с одной стороны, так и для полиметаллического оруденения, с другой стороны. Отличие заключается лишь в большем развитии существенно хлоритовых пород близ рудных тел медноколчеданного и медно-цинкового состава и соответственно в меньшем распространении их около полиметаллических — в своей основе свинцово-цинковых — рудных тел. Кроме того, хлориты рудной стадии метасоматоза близ медноколчеданных рудных тел чаще принадлежат железисто-магнезиальным разновидностям, в то время как близ полиметаллических рудных тел преобладают магнезиальные хлориты. Близость минеральных парагенезисов в околорудных измененных породах медноколчеданного и полиметаллического этапов минерализации свидетельствует о близости температурных условий и состава растворов, которые отличались в стадии выщелачивания железомagneзиального и калиевого метасоматоза, по-видимому, только вариациями в содержании компонентов-примесей. Таким образом, возникали одинаковые или близкие метасоматические фации.

Более заметная разница в метасоматических фациях медноколчеданного и полиметаллического этапов наметилась лишь к концу рудного этапа метасоматоза, когда резко повысился потенциал сульфат-иона. Это, вероятно, было связано с понижением температуры и поступлением кислорода с поверхности земли, что вызывало окисление серы в растворах и, возможно, частичное окисление ранее отложенных сульфидов. Близ медноколчеданных и медно-цинковых рудных тел сульфатный метасоматоз привел к образованию огипсованных пород или чистых гипсов. В это же время могло происходить и частичное отложение алунита, отмечавшегося в ассоциации с гипсом Н. Я. Монаховым в районе штока Шамлугского месторождения и встреченных В. Г. Гогипшвили и др. (1962) и Н. М. Чернышовым (1962) на Ахтальском месторождении. Около рудных тел полиметаллического состава сульфатный метасоматоз привел к образованию баритизированных пород и почти мономинеральных баритовых залежей.

Все это свидетельствует о весьма сложном характере процессов метасоматоза, происходивших в менявшейся термодинамической обстановке и при варьировавшихся концентрациях химических элементов в породах и растворах, что обуславливалось различиями в исходном составе пород и дифференциальной подвижностью

компонентов. Изменения параметров физико-химической системы раствор — вмещающие породы при циркуляции гидротермальных растворов приводили к перемещениям минерального вещества, растворявшегося в одних участках и вновь отлагавшегося в других местах в виде минералов, устойчивых для существовавших здесь физико-химических условий. Таким образом, при процессах метасоматоза происходил непрерывный обмен компонентами между различными по литологическому составу толщами и между отдельными горизонтами внутри толщ. Выше отмечались изменения в содержании отдельных компонентов в породах разного состава, происходившие на различных стадиях метасоматоза. Эти изменения охарактеризованы лишь с качественной стороны, что объясняется отсутствием специальных исследований, позволяющих произвести точную количественную оценку перемещений вещества в пределах разреза рудного района в целом или в определенных частях разреза. Тем не менее такая качественная характеристика миграции компонентов достаточно отчетливо показывает общую направленность процессов изменений.

Эта направленность находилась в прямой зависимости от потенциалов участвовавших в гидротермальных процессах ионов, элементов и соединений. Потенциалы, зависевшие в свою очередь от первичного состава подвергшихся метасоматозу пород и от термодинамических условий гидротермальных процессов, определяли дифференциальную подвижность компонентов и, следовательно, баланс приноса и выноса вещества при метасоматозе. Миграция вещества происходила на всех стадиях изменения, но в одних случаях это перемещение осуществлялось в пределах потока эффузивов, пласта пирокластических пород или ограниченного участка в интрузивном теле или дайке, в других случаях соединения, растворенные в каком-либо одном литологическом горизонте, где растворы были недосыщены содержащимися в породах компонентами, переносились растворами и отлагались в тех участках; где растворы оказывались пересыщенными этими соединениями.

Перемещение вещества внутри ограниченного блока, сложенного вулканогенными или интрузивными породами, было особенно характерно для аутометаморфического этапа, когда шла главным образом перегруппировка компонентов в породах с образованием более устойчивых минералов. Одновременно с этим могло происходить, вероятно, и обогащение некоторых пород отдельными элементами — прежде всего натром и кремнекислотой, накапливавшимися главным образом в кислых вулканогенных образованиях. В этих породах и в меньшей мере в эффузивах и пирокластических породах среднего и основного состава накапливалось и окисное железо в виде гематита. Это является свидетельством резкого локального повышения окислительного потенциала при аутометаморфических изменениях, хотя, как показывают наиболее типичные для аутометасоматоза минеральные парагенезисы (альбит — кварц и альбит — хлорит — карбонат), растворы при этом процессе имели большей частью щелочной

характер. Такой же преимущественно щелочной характер растворы имели и при процессах регионального послемагматического метасоматоза. Лишь местами в результате дифференциальной подвижности щелочных и кислых компонентов растворы приобретали кислую реакцию и определенные разности пород обогащались кварцем или гематитом. В основном и при региональном послемагматическом метасоматозе миграция веществ имела ограниченные масштабы и превращения пород сводились в большей своей части к перегруппировке компонентов и, следовательно, к изменению минерального, а не химического их состава. Об этом свидетельствует, например, приводившееся выше сравнение среднего состава дебедачайской свиты с составом пропилитизированных порфиров той же свиты. Если учесть разнородность состава дебедачайской свиты и недостаточность анализов слагающих ее неизмененных и измененных пород, то сходимость приведенных цифр можно считать вполне удовлетворительной.

Более значительные изменения химического и минерального состава происходили при выщелачивании, которое в результате образования опережающей волны кислотных компонентов, могло частично проходить параллельно с пропилитизацией, но в основном следовало за региональным послемагматическим метасоматозом. Эти изменения сводились в конечном итоге к преимущественному выносу вещества из участков наиболее интенсивной циркуляции гидротермальных растворов, обладавших кислотной реакцией. В противоположность этому в более поздний этап гидротермальных изменений, соответствующий рудоотложению и железо-магнезиальному, калиевому и сульфатному метасоматозу, происходил преимущественный привнос вещества в места интенсивной фильтрации растворов.

Направленность количественных изменений в составе пород на различных этапах метасоматоза иллюстрируется табл. 6.

В табл. 6 приведены молекулярные количества породообразующих окислов в стандартной ячейке в исходных и измененных породах, рассчитанные по методу Т. Барта¹.

При общей хорошо выдержанной направленности изменений поведение различных компонентов оказывается весьма сложным, что связано с частым совмещением продуктов различных этапов метасоматоза. Это обстоятельство сильно затушевывает и осложняет явления метасоматической зональности. Лишь для предрудного (выщелачивание) и рудного этапов околотрещинного метасоматоза зональность сохраняет достаточно отчетливую направленность, выражающуюся в породах среднего и основного состава при удалении от системы трещин, по которой двигались гидротермальные растворы, в смене кварцевой, существенно серицитовой или существенно хлоритовой зон зоной кварц-карбонатно-хлоритовых и кварц-серицит-хлоритовых пород, которая в свою очередь сменяется зоной

¹ В столбце, характеризующем стандартную ячейку кислых пород верхнего байоса, подвергшихся железо-магнезиальному метасоматозу, приводятся пересчеты двух анализов вследствие их значительной разницы.

Таблица 6

Компоненты	Ахтальская толща		Дебедачайская свита			Кошабертская свита			Толща кислых эффузивов верхнего байоса				Шихтахтская свита	
	Исходная	Выщелоченная	Исходная	Пропилитизированная	Железо-магнетитовый и калиевый метасоматоз	Исходная	Выщелоченная	Калиевый метасоматоз	Исходная	Выщелоченная	Железо-магнетитовый метасоматоз		Исходная	Выщелоченная
K ₂ O	20	16	13	19	39	7	10	72	19	12	16	98	6	36
Na ₂ O	58	33	42	48	17	36	10	42	37	30	45	7	98	2
CaO	33	0	60	47	0	221	0	0	19	7	76	30	49	31
MgO	12	3	55	71	152	52	32	0	12	10	5	126	61	20
FeO (MnO)	18	3	55	57	85	37	35	7	14	19	39	291	24	13
Fe ₂ O ₃	27	3	19	14	12	26	7	14	13	6	116	3	51	51
Al ₂ O ₃	136	130	197	172	229	157	96	381	132	138	26	2	205	153
TiO ₂	3	3	4	5	7	3	3	4	2	3	181	624	5	3
SiO ₂	623	676	550	548	472	593	674	461	632	629	324	318	511	587
Общий баланс по сравнению с исходными данными	—	—63	—	—14	—18	—	—65	+36	—	—44	+41	+147	—	—124

пропилитизации. В кислых вулканогенных породах околотрещинная зональность выражается в смене существенно кварцевых, серицитовых или хлоритовых пород зоной серицит-кварцевых и кварц-серицитовых пород с тем или иным количеством выделений хлорита, карбоната, гематита. В центральных частях околотрещинных зон могут быть развиты кварцевые, существенно хлоритовые или существенно серицитовые породы. В сравнительно редких случаях они пространственно совмещаются, чаще встречаясь раздельно. Видимо, это связано с тем, что нередко концентрации железа и магния или калия в растворах оказывались недостаточными для образования хлоритовых или соответственно серицитовых пород и в связи с этим та или иная фация выпадала из околотрещинного метасоматического ореола. Мономинеральные или почти мономинеральные кварцевые зоны представляют в большинстве случаев продукты предрудного выщелачивания. Однако иногда кварц, по-видимому, переотлагался низкотемпературными гидротермальными растворами. Именно с таким переотложенным кварцем часто ассоциируют сульфиды тяжелых металлов.

Рассматривая вопросы метасоматической зональности, необходимо еще раз коснуться пространственных соотношений пропилитизированных пород с продуктами низкотемпературного околотрещинного метасоматоза. В целом, пропилитизация, являясь более широко распространенным проявлением метасоматических процессов, чем выщелачивание, проходила в общем и при более высоких температурах, чем околотрещинный метасоматоз. Закономерные переходы между пропилитами и вторичными кварцитами (под последними понимаются породы, подвергшиеся интенсивному выщелачиванию), известные в ряде областей молодой и современной вулканической деятельности (Василевский, 1968, Власов, 1962, Набоко, 1963) и выраженные в смене по вертикали пропилитизированных пород вторичными кварцитами, в Алавердском районе не наблюдаются.

Интересные соотношения эти две группы гидротермально измененных пород обнаруживают в Ахтальском рудном поле. Породы ахтальской толщи в центральной части рудного поля на всю глубину вскрытия окварцованы и серицитизированы, несут явные следы интенсивного выщелачивания. В залегающих выше породах дебедачайской свиты проявления выщелачивания быстро затухают, за исключением отдельных сравнительно узких зон, и в слагающих эту свиту эффузивных и пирокластических породах основного и среднего состава выражена преимущественно лишь пропилитизация в ее эпидот-хлоритовой фации. В кислых породах верхнего байоса в пределах Ахтальского рудного поля гидротермальные изменения выражены слабо. В них наблюдаются некоторое окварцевание и серицитизация, а также обогащение гематитом, обусловленные, по-видимому, воздействием слабокислых растворов, происходившим в низкотемпературных условиях. Указанные растворы, учитывая широкое распространение изменений в этой толще, можно, вероятно, связать с появлением опережающей волны кислотных компонентов, отще-

плавящихся от растворов, которые в нижележащих толщах вызывали пропилитизацию. Нельзя исключать того, что в некоторых случаях такая опережающая волна кислотных компонентов могла приводить к весьма интенсивному выщелачиванию вулканогенных пород кислого состава с образованием вторичных кварцитов. Такие вторичные кварциты и пропилитизированные породы должны находиться, очевидно, в определенной пространственной связи друг с другом, как это следует из развиваемых Н. И. Наковником (1963) представлений. В соответствии с ними пропилиты, занимая нижнее положение в метасоматической колонке, в более высоких горизонтах сменяются вторичными кварцитами. Последние в зависимости от температурных условий и химизма растворов могут быть представлены различными типами, иногда закономерно чередующимися в пространстве. О смене по вертикали пропилитизированных пород вторичными кварцитами в Ахталском рудном поле говорят В. Г. Гогишвили (1962) и Э. М. Налбандян (1966). Однако это утверждение находится в явном противоречии с наблюдающимися фактами.

Даже в Алавердском и Шамлугском рудных полях, где выщелоченные кислые породы верхнего байоса лежат стратиграфически и гипсометрически выше пропилитизированных пород дебедачайской и кошабертской свит, предположение о вхождении этих типов гидротермально измененных пород в единую метасоматическую колонку нельзя считать вполне правомочным. Представлению о прямой генетической связи пропилитизированных пород и вторичных кварцитов в этих рудных полях противоречит, во-первых, широкое площадное распространение первых и, наоборот, узко локальное развитие вторых и, во-вторых, наблюдающиеся случаи замещения пропилитового минерального парагенезиса более устойчивой ассоциацией кварца, серицита и карбоната в кислых вулканогенных породах или хлорита, карбоната и кварца в вулканогенных породах среднего и основного состава. В Шамлугском и Алавердском рудных полях, где превращенные в кварц-серицитовые породы верхнебайосские эффузивы и их пирокластические аналоги имеют относительно широкое развитие, непосредственно в этих участках, но на более низких горизонтах породы дебедачайской и кошабертской свит также несут следы интенсивного выщелачивания, контролируемого крутопадающими зонами трещиноватости и накладывающегося на проявления пропилитизации. Таким образом, и здесь стадия максимального выщелачивания является более поздней по отношению к пропилитизации.

РАЗМЕЩЕНИЕ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ

Анализ геологического положения проявлений гидротермальной деятельности в районе, особенно скоплений колчеданных руд показывает, что в пространственном размещении колчеданного оруденения исключительно большую роль играют стратиграфо-литологические факторы. В этом отношении колчеданные месторождения

Алавердского рудного района не представляют исключения среди месторождений колчеданной формации вообще, наиболее характерной особенностью которых является строгая приуроченность к толщам вулканогенных пород преимущественно кислого состава, занимающим в стратиграфическом разрезе того или иного рудного района вполне определенное место. Эта постоянная пространственная приуроченность колчеданного оруденения к кислым вулканогенным породам некоторыми исследователями вслед за А. Н. Заварицким (1936) рассматривается в качестве доказательства прямой генетической связи колчеданных месторождений с рудовмещающими толщами.

Особенно отчетливо приуроченность рудных тел к толще кислых вулканогенных пород видна на Ахтальском месторождении. Здесь основная часть баритовых и полиметаллических руд локализована в узкой приконтактовой зоне ахтальской толщи с перекрывающими или фациально замещающими ее вулканогенными и туфогенно-осадочными породами дебедачайской свиты. Непосредственно по самому контакту проходит зона отслаивания и расщепления, в которую чаще вовлечены эффузивы липаритового и дацитового состава и их пирокластические аналоги. Иногда, однако, эта зона проходит несколько выше контакта среди вулканогенных и туфогенно-осадочных пород дебедачайской свиты. Баритовая и полиметаллическая руда замещает преимущественно кислые вулканогенные породы, значительно реже развиваясь по андезитовым порфиритам, их туфам или туффитам дебедачайской свиты. В толще кислых вулканогенных пород ниже зоны отслаивания и дробления развиты связанные постепенными переходами с массивными рудами прожилково-вкрапленные, а затем вкрапленные руды, сменяющиеся книзу убогой непромышленной вкрапленностью пирита.

Проявления полиметаллического и свинцово-цинкового оруденения наблюдаются и в породах дебедачайской свиты не только непосредственно в контакте с ахтальской толщей, но и значительно выше. Так, в центральной части рудного поля одной из штолен было вскрыто жилообразное рудное тело, приуроченное к залобанду дайки микроплагиогранитов. Замещению здесь подверглись в основном не жильные породы, а грубые туфы андезитовых порфиритов, вмещающие дайку. Эти туфы окварцованы, серицитизированы и содержат вкрапленность и прожилки пирита, сфалерита и галенита. Среди измененных андезитовых порфиритов и их пирокластических аналогов залегает жилообразное тело полиметаллических руд, вскрытое штольной в восточной части Ахтальского рудного поля (рис. 17).

В других частях Алавердского района оруденение пирит-халькопиритового, пирит-халькопирит-сфалеритового и полиметаллического состава концентрируется преимущественно в кислых вулканогенных породах верхнего байоса и в непосредственно подстилающих их туфах и туфовых брекчиях кошабертской свиты. Эта закономерность весьма отчетливо проявляется на Шамлутском месторождении, где до 1944 г. считалось, что все колчеданные руды зале-

гают в самой верхней части верхнебайосской толщи и соответственно велись поисковые и разведочные работы, но после были вскрыты концентрации колчеданных руд в кошабертской свите. Таким образом, стратиграфический диапазон распространения промышленного оруденения колчеданного типа на Шамлуге гораздо больший, чем на Ахталском месторождении, измеряясь цифрами порядка 150—200 м.

В Алавердском рудном поле стратиграфический контроль оруденения выступает менее ярко, чем на Шамлуге, так как залегание толщи кислых вулканогенных пород здесь осложнено тектоническими

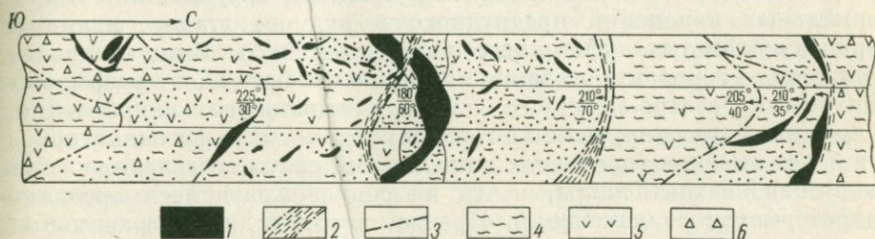


Рис. 17. Жилообразные тела полиметаллических руд в породах дебедачайской свиты

1 — полиметаллические руды; 2 — зоны расланцевания; 3 — разрывные нарушения; 4 — кварц-серicitовые породы; 5 — кварц-серicit-хлоритовые породы; 6 — туфы андезитовых порфиритов

разрывами, а в самой толще наблюдается резкая фациальная изменчивость. Тем не менее детальные исследования показывают, что к кислым вулканогенным породам этой толщи приурочена основная масса колчеданных руд Алавердского месторождения.

Однако, как и на Шамлуге, многочисленные рудопроявления наблюдаются в подстилающих породах кошабертской свиты. Тела жильного и прожилково-вкрапленного типа в измененных породах этой свиты вскрыты горными выработками и буровыми скважинами в юго-западной части месторождения. Такие же жильные и прожилково-вкрапленные рудные тела наблюдаются на этом участке в вулканогенных породах верхнего байоса (контакты которых с туфами кошабертской свиты затушеваны интенсивными гидротермальными изменениями) и в породах нижнего горизонта шихтахтской свиты. Рудные тела не прерываясь в ряде случаев переходят из пород шихтахтской свиты в породы верхнего байоса и далее книзу в туфы и туфовые брекчии кошабертской свиты. В центральной части месторождения колчеданное оруденение в виде линзообразных тел сконцентрировано в толще кислых вулканогенных пород, отсутствуя вследствие причин структурного порядка в нижележащих потенциально рудоносных породах кошабертской свиты. В породах дебедачайской свиты в Алавердском и Шамлугском рудных полях и в других частях района также известно большое количество проявлений

оруденения, но они имеют небольшие размеры и пока не представляют практической ценности.

Одной из характерных особенностей колчеданных месторождений Алавердского района, как и колчеданных месторождений вообще, является резкое затухание проявлений оруденения в более молодых, чем рудовмещающие комплексы толщах. В породах этих толщ обычно слабее выражены и гидротермальные изменения. Выше отмечалось наличие интенсивных гидротермальных изменений и рудопроявлений в породах нижнего горизонта шихтахтской свиты в юго-западной части Алавердского рудного поля. Своеобразным барьером, ограничивающим здесь по вертикали распространение оруденения и гидротермальных изменений предрудного и рудного этапов, является горизонт слоистых туфогенных пород этой свиты. Выщелачивание в нижнем ее горизонте особенно интенсивным было вдоль разрывных нарушений северо-западного субмеридионального направления. В трещинах этих нарушений в горизонте слоистых туфогенных пород и в более высоких горизонтах шихтахтской свиты встречаются лишь кварц-карбонатные жилы, почти не сопровождающиеся ореолами гидротермального изменения. Правда, в зонах других разрывных нарушений гидротермальным изменениям иногда подвергались породы и верхней части шихтахтской свиты и толщи пироксеновых порфиритов и даже песчаники келловей.

Песчаники верхнего байоса — бата лишь в узкой зоне, непосредственно примыкающей к надвигу, а также в еще более узкой полосе северо-западного простирания в верхней части сел. Алаверды окварцованы, серицитизированы и содержат небольшую вкрапленность сульфидов.

Еще более отчетливо заметно затухание гидротермальных изменений и проявлений оруденения при переходе от кислых вулканогенных пород к перекрывающим песчаникам на Шамлугском месторождении. Только в зонах разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания песчаники в ряде случаев оказываются интенсивно выщелоченными и содержат вкрапленность сульфидов. Выщелачивание и достаточно густая вкрапленность и прожилки сульфидов вдоль линейно вытянутых зон северо-восточного простирания наблюдаются на горе Кечал-Конд в песчаниках келловей.

Внутри рудоносных толщ размещение колчеданного оруденения также в значительной мере зависит от литологических факторов, влияние которых в одних случаях может быть прямым, в других случаях — косвенным.

Прямое влияние литологического состава выражалось в том, что определенные толщи и определенные разности пород в этих толщах легче подвергались низкотемпературному гидротермальному изменению предрудного и рудного этапов и замещению рудными минералами.

Косвенная роль литологического состава заключается в том, что различные типы пород обладают разными физико-механическими

свойствами и, следовательно, по-разному ведут себя при тектонических деформациях. Благодаря этому в определенных толщах могут развиваться такие структурные элементы, которые способствуют интенсивной циркуляции гидротермальных растворов или, наоборот, из застыванию и отложению из них руд.

Разница в поведении толщ различного литологического состава и отдельных разностей вулканогенных и осадочных пород при процессах метасоматоза обуславливается петрохимическими особенностями отдельных толщ и комплексов, влияющими на подвижность компонентов и потенциалы элементов и соединений, имеющие важнейшее значение для развития метасоматических изменений. Структурные и текстурные особенности пород в совокупности с более поздней трещиноватостью определяли степень проницаемости отдельных разностей пород по отношению к циркулировавшим в породах гидротермальным растворам.

Толщи, в которых локализуются колчеданные руды, отличаются повышенными содержаниями кремнекислоты и щелочей по сравнению с породами дебедачайской свиты. Так как рудоотложение шло непосредственно за метасоматозом предрудного и рудного этапов, очевидно, поток растворов, двигавшийся по трещинам вверх к местам с меньшим давлением, нес в своем составе определенное количество углекислоты, серы и других летучих и легкорастворимых веществ. В потоке растворов кислотные компоненты обладали большей подвижностью и опережали в своем движении щелочные компоненты, что приводило, согласно представлению Д. С. Коржинского (1960), к кислотно-щелочной дифференциации растворов и к их зональному распределению в толщах пород с появлением зон нарастающей, максимальной и затухающей кислотности, в которой происходит нейтрализация кислых растворов и отложение тяжелых компонентов. Применяя гипотезу кислотно-щелочной дифференциации растворов к условиям Алавердского района, можно полагать, что кислотность прогрессивно нарастала и достигала максимальных значений в породах кошабертской свиты и особенно в кислых вулканогенных породах верхнего байоса. Этому способствовало сравнительно небольшое количество оснований в породах этих толщ, а также ахтальской толщ, благодаря чему нейтрализация растворов происходила медленно и выщелачивание проявлялось в значительных объемах пород. Важную роль играли при этом зоны отслаивания и рассланцевания на контактах между толщами, препятствовавшие проникновению растворов в вышележащие толщи и обуславливавшие преимущественное их движение в направлении плоскости контакта. Движение растворов в этом направлении ограничивалось крутопадающими разрывными нарушениями или же иногда резкой сменой литологического состава, приводившей к быстрой нейтрализации растворов. В связи с тем, что движение растворов кверху затруднялось наличием зон отслаивания и рассланцевания, нейтрализация растворов происходила в самых верхних частях верхнебайосской пачки и ахтальской толщ непосредственно на контакте с перекрывающими толщами.

Здесь же происходило наиболее интенсивное осаждение оснований, выщелоченных из подстилающих пород. Переход в раствор натрия, содержавшегося в повышенных количествах в кислых вулканогенных породах и в определенной мере в породах кошабертской свиты, сильно увеличивал щелочность растворов, в связи с чем слабые основания — железо, медь и цветные металлы — выпадали из растворов в виде сульфидов. Сам процесс отложения сульфидов из растворов регулировался не только изменением величины рН, но и окислительно-восстановительным потенциалом среды, градиентом температуры, градиентом давления, фильтрационным эффектом и т. д. Многочисленность факторов, влиявших на процессы отложения руд, обусловила достаточно сложные пространственные и возрастные соотношения различных рудопроявлений и различных генераций минералов в рудах.

В перекрывающих нижний вулканогенный комплекс толщи кислые растворы проникали по узким зонам трещиноватости, связанным с разрывными нарушениями, которые и контролируют размещение проявлений выщелачивания. Исключение представляет юго-западная часть Алавердского рудного поля, где поток растворов, несших кислотные компоненты, задерживался не на контакте с шихтахтской свитой, а внутри нее. В большинстве случаев, однако, межформационные зоны отслаивания и рассланцевания представляли собой непроницаемые перегородки, прекращавшие в значительной мере просачивание растворов кверху. Сквозь эти перегородки происходило диффузионное проникновение лишь наиболее подвижных компонентов растворов и вследствие этого в перекрывающих толщах гидротермальные изменения в большинстве случаев ограничивались разложением первичных или возникших на более ранних стадиях метасоматоза минералов. Этим, очевидно, объясняется отсутствие отчетливо выраженных гидротермальных изменений в туфогенных песчаниках над крайне интенсивно измененными породами рудоносной свиты на Шамлуге. Вулканогенные породы шихтахтской свиты обладали, по-видимому, большей проницаемостью для гидротермальных растворов, вследствие чего следы гидротермальных изменений в этих породах являются более отчетливыми.

В потенциально рудоносных толщах рудой в первую очередь замещаются пирокластические породы, как это видно на Ахталском месторождении, где около рудных тел развиты туфы и вулканические брекчии кислого состава. В самих эффузивах большей частью наблюдаются только прожилки и вкрапленность сульфидов. Гидротермально измененные андезитовые порфириды, их туфы и вулканические брекчии также содержат только непромышленную вкрапленность и прожилки сульфидов.

Преимущественная приуроченность оруденения к пирокластическим породам кислого состава по сравнению с плотными эффузивами более отчетливо наблюдается в верхнебайосской толще.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Важнейшее значение для пространственного размещения колчеданного оруденения имеют структурные особенности района и отдельных его частей. Совокупность всех структурных элементов, определяя пространственное положение благоприятных для метасоматоза и рудоотложения толщ, в то же время обуславливает размещение внутри этих толщ колчеданных месторождений и их рудных полей, в которых концентрируется большая часть не только промышленных скоплений колчеданных руд, но и более мелких рудопроявлений. В промежутках между рудными полями — Алавердским, Шамлутским и Ахталским — количество рудопроявлений резко сокращается, а местами они практически исчезают.

Анализ пространственного положения рудных полей свидетельствует, что они приурочены к перегибам крыльев Дебедачайской брахиантиклинали, охватывая площади развития благоприятных для накопления оруденения толщ. На перегибах крыльев брахиантиклинали наблюдаются преимущественно мелкие складчатые формы, осложняющие пространственное положение рудовмещающих толщ, и разрывные нарушения различных направлений и различного морфогенезиса. Здесь на контактах резко различных по своим физико-механическим свойствам толщ могли возникать межформационные зоны отслаивания и расланцевания. Сочетание всех этих структурных элементов обуславливает повышенную раздробленность, трещиноватость и более легкую проницаемость для гидротермальных растворов верхней части земной коры в пределах рудных полей по сравнению с прилегающими участками.

Структурные особенности Алавердского рудного поля, расположенного на западном крыле брахиантиклинали, являются наиболее сложными во всем Алавердском районе. Это объясняется пестротой литологического разреза рудного поля, отличающегося сложными фациальными замещениями разнородных по физическим свойствам горизонтов и свит.

Главными среди складчатых форм рудного поля являются две более или менее крупные антиклинальные складки. Одна из них — Манесская — обрисовывается в южной части рудного поля, имея ось северо-западного, близкого к меридиональному, простираения. В ядре складки выходят породы дебедачайской свиты; восточное крыло сложено породами кошабертской свиты, а на западном крыле кроме них наблюдаются более молодые породы верхнего байоса и шихтахтской свиты. Складка обладает несколько асимметричным строением. На западном крыле ее углы падения колеблются от 15 до 30°, на восточном крыле обычно не превышают 10—15°.

К северу ось Манесской антиклинали погружается под породы кошабертской свиты, которые выполняют неясно выраженную синклиналь. Эта синклиналь отделяет Манесскую складку от Алавердской

антиклинали, являющейся главной складчатой структурой центральной и северной частей рудного поля.

Ось Алавердской антиклинали имеет северо-восточное субмеридиональное простирание и в истоках Алавердского ручья погружается к северу. Примерно параллельно оси складки в ее сводовой части проходит упоминавшийся ранее надвиг, по которому западное крыло, сложенное породами верхнего байоса и шихтахтской свиты, надвинуто к востоку на песчаники верхнего байоса — бата. На западном крыле складки близ надвига породы падают на запад под углом $40-50^\circ$, но затем падение быстро выполаживается и в скалах южного окончания хребта Шихтахт углы падения не превышают $15-20^\circ$. К западу и востоку от надвига Алавердская антиклиналь смыкается с пологими депрессиями и такими же пологими валообразными вздутиями. Несколько западнее осевой части хребта Шихтахт западное падение слоев сменяется пологим восточным падением. Обрисованная этими изменениями синклиналь сменяется пологой антиклинальной складкой, которая наблюдается в долине р. Жанк и на правом склоне долины р. Лалвар.

На восточном крыле Алавердской антиклинали в песчаниках также наблюдается пологое падение за исключением узкой около-сводовой части складки в лежащем боку надвига, где песчаники падают на восток под углом до $40-50^\circ$ и часто смяты в мелкие дисгармоничные складки. Восточнее главной антиклинали в песчаниках наблюдаются две параллельных очень пологих синклинальных складки субмеридионального простирания и разделяющая их пологая антиклиналь. Все эти складки, включая Алавердскую антиклиналь, возникли, вероятно, в результате неравномерного скольжения разнородных по физико-механическим свойствам толщ нижнего вулканогенного комплекса и перекрывающих их осадочных и вулканогенно-осадочных образований верхнего байоса — бата в процессе движения западного крыла Дебедачайской брахиантиклинали по направлению к своду. Наиболее резко эта неравномерность скольжения проявилась на контакте одновозрастных, но очень сильно отличающихся по физико-механическим свойствам толщ — песчаников верхнего байоса — бата и шихтахтской свиты. При складкообразовательных движениях на этом контакте слои начали сильно изгибаться и образовалась гребневидная складка, причем изгибание завершилось разрывом сплошности с надвиганием более жестких вулканогенных пород шихтахтской свиты на толщу песчаников. Одновременно с этим в удалении от контакта происходило коробление как песчаников, так и осадочных пород шихтахтской свиты с образованием пологих антиклиналей и синклиналей.

Кроме сопряженных с Алавердской антиклиналью и соразмерных с ней антиклинальных и синклинальных складок, в западном и в меньшей степени в восточном крыльях Алавердской антиклинали наблюдается ряд еще более мелких складок и иногда флексуриобразных перегибов. Они обычно прослеживаются по простиранию не более чем на десятки метров. Еще меньшими являются размах

крыльев и размеры по вертикали. Возникновение таких мелких складок происходило обычно в участках с резкой анизотропностью среды, т. е. там, где пластичные туфогенные песчаники залегали в виде небольших прослоев или пачек среди жестких нерасслоенных эффузивов, пирокластических пород и грубообломочных вулканогенных конгломератов. Такие мелкие складки ориентированы не-закономерно по отношению к оси Алавердской антиклинали, иногда подчиняясь ее простиранию, в других случаях располагаясь косо или поперечно по отношению к ней.

Широким развитием в Алавердском рудном поле пользуются разрывные нарушения различных направлений. Отмечаются по существу все системы разрывных нарушений, характерные для района в целом. Однако в связи с определенным положением рудного поля в структуре района эти разрывные нарушения приобретают специфическое простирание: «оконтуривающие» трещины обладают субмеридиональным простиранием, поперечные — субширотным простиранием и лишь диагональные трещины сохраняют северо-западное направление. Важно отметить отчетливо бросающееся в глаза уменьшение количества разрывных нарушений и тектонических трещин вообще при переходе от нижнего вулканогенного комплекса к более молодым толщам. Это обстоятельство имеет большое значение для пространственного распределения в рудном поле проявлений послемагматической деятельности.

Особенно важную роль в локализации гидротермальных изменений и оруденения сыграл надвиг, представляющий собой довольно сложное разрывное нарушение близкого к меридиональному простирания. Надвиг прослеживается примерно на 2 км.

К югу он уходит на правый склон долины р. Лалвар; на север по развитой вдоль него зоне гидротермальных изменений прослеживается до истоков Алавердского ручья, а дальше затухает, сменяясь антиклинальным изгибом пластов без разрыва сплошности. Движения надвигового типа происходили как по нижнему контакту толщи верхнего байоса с песчаниками байоса — бата и кошабертской свитой, так и по контакту кислых вулканогенных пород с выше-лежащей шихтахтской свитой. На глубине в несколько сотен метров обе ветви надвига, вероятно, затухают и породы приобретают очень пологое залегание.

В центральной части месторождения характер этого разрывного нарушения более сложный; здесь наблюдаются три надвига, обуславливающих появление трех надвинутых друг на друга чешуй. В западной чешуе выходят неизмененные липарит-дацитовые порфириты, их лавовые и вулканические брекчии; две другие чешуи сложены весьма интенсивно измененными кислыми породами, разделенными между собой крупным блоком гораздо слабее измененных пород шихтахтской свиты, получившим у французских геологов наименование «зеленокаменного массива».

В южной и западной частях рудного поля разрывные нарушения близкого к меридиональному простирания являются крутопада-

ющими и имеют в большинстве случаев характер взбросов, но иногда наблюдаются и нормальные сбросы. Появление последних связано, по-видимому, с повторными, более поздними, движениями обратного направления по поверхностям ранее возникших взбросовых нарушений. В южной части рудного поля наблюдаются три крупных параллельных друг другу взбросов — Западный, Центральный и Восточный, сопровождающиеся довольно широкими полосами гидротермально измененных пород дебедачайской и кошабертской свит. Морфологические особенности каждого из взбросов являются неодинаковыми и непостоянными. Так, Западный взброс обладает падением на запад и юго-запад под углом от 80 до 40—50°. Уменьшение угла падения наблюдается по направлению с севера на юг. По этому взбросу западное крыло поднято на 50—80 м по отношению к восточному крылу. Центральный взброс также обладает падением на запад и юго-запад под углом от 70 до 80°. В породах нижнего вулканогенного комплекса по этому взбросу поднято западное крыло, в породах же шихтахтской свиты западное крыло оказывается опущенным и разрывное нарушение приобретает характер нормального сброса. Восточный взброс обладает крутым падением на восток, но местами падение становится обратным. Амплитуда смещения по этому взбросу измеряется десятками метров, как и для других взбросов субмеридионального простирания; необходимо отметить уменьшение амплитуды смещения при переходе от нижнего вулканогенного комплекса к породам шихтахтской свиты.

С неоднородностью среды, вероятно, связано возникновение несколько особняком стоящих разрывных нарушений взбросового типа, проходящих по обоим склонам долины р. Лалвар выше устья рч. Жанк. Эти нарушения имеют близкое к широтному простирание и падают навстречу друг другу, обуславливая горстообразное поднятие пород нижнего вулканогенного горизонта шихтахтской свиты. Амплитуда смещения по этим взбросам измеряется первыми десятками метров.

Вторая система разрывных нарушений в рудном поле представлена сдвигами и взбросо-сдвигами северо-западного простирания (СЗ 300—330°). Эти сдвиги и взбросо-сдвиги, распространенные преимущественно в западной и северной частях рудного поля, обладают обычно небольшой длиной по простиранию и небольшой амплитудой смещения. Почти всегда они являются крутопадающими. Исключение составляют отдельные сдвиги и взбросо-сдвиги в западной части рудного поля, которые, пересекая туфогенные песчаники и другие хорошо расслоенные породы шихтахтской свиты, приобретают сравнительно пологое падение, а в грубо расслоенных вулканогенных породах являются крутопадающими.

Очень широким распространением в Алавердском рудном поле пользуются тектонические трещины широтного или близкого к широтному северо-восточного простирания. Особенно часто они встречаются в южной части рудного поля среди пород дебедачайской

и кошабертской свит, будучи выполнены многочисленными дайками жильных пород различного состава.

Здесь проходит юго-западная часть отмеченного ранее пояса повышенной трещиноватости. Трещины субширотного направления обладают, как правило, близким к вертикальному падением. В большинстве случаев вдоль трещин широтного и субширотного простирания не наблюдается никакого смещения, что указывает на принадлежность их к трещинам отрыва.

Иногда, однако, встречаются и разрывные нарушения близкого к широтному простирания, представляющие нормальные сбросы, обычно с небольшой амплитудой смещения, не превышающей нескольких метров или реже первых десятков метров. Длина этих сбросов также измеряется небольшими величинами — десятками и первыми сотнями метров. В южной части Алавердского рудного поля по сбросам ступенчато опущены северные крылья, а в северной части рудного поля опущенными являются южные крылья.

Сложность структуры Алавердского рудного поля, широкое распространение в его пределах разрывных нарушений, тесно связанных со складчатыми формами и более или менее закономерно располагающихся по отношению к ним, находят свое отражение в характере мелкой трещиноватости.

Тектонические трещины в толщах юрского возраста в основном укладываются в три главные системы трещин и разрывных нарушений, характерных для района в целом, так как отчетливо проявляются трещины, параллельные крыльям Дебедачайской брахиантиклинали, трещины, поперечные к ним, и трещины, диагональные по отношению к крыльям.

Детальный анализ пространственного распределения разрывных нарушений и других тектонических трещин приводит к выводу, что трещины и мелкие складки в общем развивались одновременно и что главным определяющим их развитие актом было формирование всего Дебедачайского поднятия. Действительно, разрывные нарушения и трещины в поясе повышенной трещиноватости нередко выходят за пределы мелких складок, будучи подчинены более крупным элементам структуры. С другой стороны, именно в определенных частях мелких антиклинальных складок — на их крыльях и в сводах — наблюдается отчетливая концентрация тектонических трещин и здесь же преимущественно наиболее отчетливо проявляются разрывные нарушения.

Особенно ярко выражена связь трещинных структур со складчатыми формами в центральной части рудного поля. Здесь можно проследить взаимопереходы проявлений пластической и хрупкой деформаций, когда надвиг при смене пород с различными физико-механическими свойствами затухает и на его продолжении слои туфогенно-осадочных пород образуют свод складки без разрыва сплошности. Там же, где деформация переходила из пластической в хрупкую, на контактах пород с различными физико-механическими свойствами возникали зоны межформационного и внутрiformацион-

ного отслаивания и рассланцевания, тесно, очевидно, связанные с формированием Алавердской складки и надвига. Сочетание всех этих структурных элементов в центральной части рудного поля обусловило ее весьма интенсивную раздробленность и, следовательно, проницаемость пород для гидротермальных растворов.

В породах любого состава в нижнем вулканогенном комплексе наиболее интенсивные и охватывающие большие объемы гидротермальные изменения проявляются вдоль наиболее древних трещин субмеридионального простираия, сопровождающихся, как правило, тем или иным количеством оперяющих трещин. В большинстве случаев оперяющие трещины обладают простираием почти параллельным основному разрывному нарушению, но отличаются от него величиной углов падения или иногда падают навстречу ему. В ряде случаев широкое развитие оперяющих трещин вдоль разрывных нарушений субмеридионального направления обусловило возникновение мощных зон трещиноватости, контролировавших гидротермальные изменения. Детальное изучение околорудных изменений пород показывает, что относительно каждой из трещин, по которой циркулировали гидротермальные растворы, возникает своя метасоматическая колонка. Частные метасоматические колонки накладываются друг на друга и тесно сочетаются друг с другом, обуславливая обычную сложность строения зон гидротермального изменения даже в толщах с достаточно однородным литологическим составом.

Менее мощные зоны гидротермального изменения наблюдаются вдоль разрывных нарушений северо-западного простираия. Так, если близ нарушений субмеридионального направления мощность зон гидротермального изменения измеряется десятками и даже сотнями метров, то вдоль разрывных нарушений северо-западного простираия мощность этих зон обычно не превышает нескольких метров, лишь изредка достигая 10—15 м.

Приуроченные к расположенным близко друг к другу трещинам одной системы зоны гидротермального изменения имеют отчетливо выраженный линейный характер. В тех же участках, где пересекаются трещины двух или нескольких систем и особенно где эти трещины пересекают благоприятные для метасоматоза толщи, гидротермальные изменения получают площадное распространение.

Исключительно велика роль тектонических трещин в локализации жильных пород. Жильные породы использовали для своего внедрения по существу все трещины тектонического происхождения, начиная от самых древних и кончая самыми молодыми. Наиболее древние дайки жильных пород, связанные со среднеюрской вулканической деятельностью, внедрялись как в меридиональные, так и в широтные трещины. В последних локализовалось большинство даек, связанных с интрузивной магматической деятельностью как мезозойского, так и палеогенового циклов.

Выше указывалось, что наиболее интересные колчеданные рудные тела штокового типа были сосредоточены в центральной части руд-

ного поля, в пределах так называемых 1-го и 2-го «расширений» рудоносной свиты, представляющих соответственно восточную и центральную чешуи надвига (рис. 18). Именно в этой части рудного поля кислые вулканогенные породы верхнего байоса подверглись особенно сильным гидротермальным изменениям в связи с интенсивной трещиноватостью, обусловленной надвигом и ориентированными косо или перпендикулярно по отношению к нему крутопадающими разрывными нарушениями. Возникшие при формировании

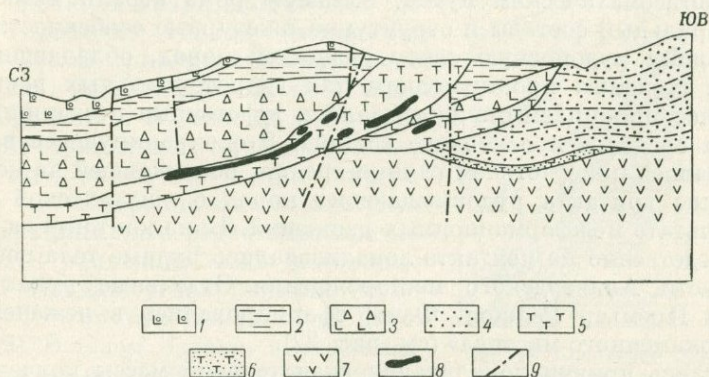


Рис. 18. Геологический разрез через центральную часть Алавердского рудного поля

Шихтахтская свита: 1 — мандельштейновые андезитовые порфиры, их туфы и вулканические брекчии; 2 — туфы, туффиты горизонта слоистых пород; 3 — андезитовые и андезит-дацитовые порфиры, их туфы, вулканические брекчии, агломераты; 4 — полимиктовые и туфогенные песчаники верхнего байоса — бата; 5 — липаритовые, липарит-дацитовые порфиры, их туфы, вулканические брекчии верхнего байоса, большей частью гидротермально измененные; 6 — слоистые туфы, туфогенные и известковые песчаники рудоносной свиты; 7 — туфы, туфобрекчии кошабертской свиты; 8 — рудные тела; 9 — разрывные нарушения

надвига параллельные ему межформационные и внутриформационные зоны расщепления сыграли важнейшую роль и в локализации колчеданного оруденения, так как ими определяются формы и условия залегания рудных тел центральной части месторождения.

Эти рудные тела имеют близкое к меридиональному простирание, согласное с простиранием вмещающих пород, и падают в те же западные румбы, как и породы верхнебайосской толщи и шихтахтской свиты. Падение рудных тел иногда является более крутым, чем падение слоёв в рудовмещающих толщах на 10—15°. Характерна большая длина рудных тел штокового типа по падению, чем по простиранию. В то же время встречались в центральной части месторождения и вытянутые в меридиональном направлении жиллообразные залежи (Нор Филон, Филон № 2 и т. д.), которые обладали большей длиной по простиранию, чем по падению.

Распространяясь по системе параллельных или субпараллельных трещин, несшие оруденение гидротермальные растворы одновре-

менно с этим оказывали интенсивное метасоматическое воздействие на отдельные разновидности вмещающих пород. Вследствие этого оруденение локализовалось не только в более или менее отчетливо выраженных трещинах, но рудные минералы отлагались и между ними, используя сеть мелких оперяющих трещин и метасоматически замещая прежде существовавшие минералы. Все это приводило к формированию более или менее массивных руд, иногда содержащих внутри себя различные по размерам участки незамещенных вмещающих пород. Поскольку отложение руды шло в значительной мере метасоматическим путем, большую роль играли химический и минеральный составы и структурно-текстурные особенности перекрывающих рудоносную свиту разностей пород, обладавших различной степенью проницаемости для гидротермальных растворов. Наименее проницаемыми оказывались туфогенные песчаники и эффузивы среднего и основного состава. Это экранирующее влияние усиливалось присутствием глинки трения, возникавшей на контакте или близ контакта рудовмещающих пород с шихтахтской свитой в результате межформационных движений. Близ контакта, а иногда непосредственно на контакте локализовались рудные тела центральной части Алавердского месторождения. Отдельные рудные тела (штоки Премьер Режион, Фант) сформировались в лежащем боку «зеленокаменного массива» (см. рис. 22).

Касаясь причин локализации значительной массы колчеданного оруденения в центральной части месторождения, необходимо еще раз подчеркнуть важную роль не только литологических факторов и пологих надвиговых нарушений, но и поперечных или косых по отношению к надвигу и простиранию рудоносной свиты трещин отрыва и особенно трещин скола близкого к меридиональному простирания. Эти крутопадающие трещины скола играли роль рудораспределяющих каналов, по которым рудоносные растворы поднимались из глубин, а затем растекались по связанным с надвигом трещинам в толще кислых вулканогенных пород или использовали широтные трещины отрыва.

Этим и объясняется появление, наряду с сосредоточенными в кислых вулканогенных породах пологозалегающими телами штокового типа, упоминавшихся ранее крутопадающих жил и жилообразных тел, а также зон прожилково-вкрапленного оруденения. Крутопадающие жильные рудопроявления в юго-западной части рудного поля в районе слияния рек Лалвар и Жанк большей частью залегают в толще верхнего байоса, но встречаются и в нижележащих туфах кошабертской свиты, а также в перекрывающих породах шихтахтской свиты, в которых здесь в связи с широтными, меридиональными и северо-западными разрывными нарушениями широко проявились гидротермальные изменения.

Жилы и отдельные прожилки, слагающие оруденелые зоны, в большинстве случаев падают под углами от 50 до 70—80° к оси керна; зоны также имеют довольно крутое падение, переходя из гидротермально измененных кислых эффузивов и их туфов кверху

в породы нижнего горизонта шихтахтской свиты и книзу в пирокластические породы кошабертской свиты. Правда, наряду со сравнительно крутыми прожилками можно иногда наблюдать и пологопадающие прожилки различной протяженности, в некоторых случаях отличающиеся своим выполнением от крутопадающих прожилков. Так, в скважине № 49 на глубине 239,6—240,6 м в гидротермально измененных — окварцованных и серицитизированных — породах верхнего байоса наблюдается зона рассланцевания, сложенная кварц-хлоритовыми породами и падающая под углом около 65° к оси керна. В кварц-хлоритовых породах проходят тонкие (мощностью до 1—2 см) пирит-халькопиритовые прожилки, падающие согласно с зоной рассланцевания. В лежащем боку зоны в кварц-серицитовых породах развиты такие же тонкие прожилки пирита, почти не содержащие халькопирита. Эти прожилки непосредственно прилегают к зальбанду зоны рассланцевания, обладая углом падения не более $5-10^\circ$ по отношению к оси керна (рис. 19). В целом, однако, в юго-западной части рудного поля преимущественным развитием пользуются относительно крутопадающие жилы и зоны прожилково-вкрапленного оруденения, которые имеют в основном субмеридиональное простирание: наряду с ними встречаются вскрытые скважинами и выработками субширотные жилообразные залежи, связанные с субширотными взбросами или же с трещинами отрыва, оперяющими субмеридиональные взбросы. Нахождение пологих рудных тел здесь маловероятно, но не исключено; они могут, по-видимому, быть встречены под покрывкой малопроницаемых туффитов шихтахтской свиты, резко контактирующих гидротермально измененными породами нижнего горизонта этой свиты.

Более разнообразные данные о структурном контроле колчеданного оруденения могут быть получены на Шамлугском месторождении, по совокупности своих геологических особенностей являющемся одним из самых типичных месторождений колчеданной формации.

Складчатая структура Шамлугского месторождения является довольно простой. Приуроченностью месторождения к северному крылу брахиантиклинали определяется общее субширотное простирание слагающих разрез месторождения толщ и их падение в северные румбы. Углы падения являются пологими, в породах нижнего вулканогенного комплекса в большинстве случаев измеряясь

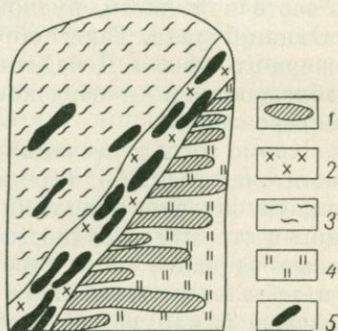


Рис. 19. Сочетание круто- и пологопадающих рудных прожилков в керне скв. 49, юго-западная часть Алавердского рудного поля

1 — пиритовые прожилки; 2 — окварцованные породы; 3 — кварц-серицит-хлоритовые породы; 4 — кварц-хлоритовые породы; 5 — пирит-халькопиритовые прожилки

цифрами порядка 20—30°, а в толще песчаников обычно еще меньшими. Лишь вблизи разрывных нарушений иногда наблюдаются более крутые углы падения.

Детальное изучение элементов залегания в хорошо расслоенных песчаниках показывает, что в пределах рудного поля и месторождения наблюдаются в ряде мест более или менее значительные отклонения от общего падения на север. Можно заметить достаточно закономерное изменение азимутов падения от северо-западных в западной части площади к северным в центральной части и северо-восточным в восточной части рудного поля на склонах долин Хараба-чая и Охнац-булаха. Таким образом, достаточно отчетливо виден перегиб северного крыла Дебедачайского поднятия, подобный тем, которые наблюдаются в Алавердском рудном поле и в районе Учкилисинского месторождения.

Кроме того, в песчаниках наблюдаются более локальные и часто достаточно резкие изменения азимутов и углов падения, обрисовывающие небольшие куполообразные поднятия, флексурообразные перегибы и структурные «носы». Оси структурных «носов» обычно имеют северо-западное или северо-восточное простирание и совпадают с направлением наиболее отчетливо выраженных в толще песчаников разрывных нарушений, с которыми эти носы, очевидно, генетически связаны. Все эти мелкие складчатые формы, как правило, проявляются лишь в песчаниках, а в нижележащих вулканогенных толщах вследствие их относительной жесткости и хрупкости не отражаются.

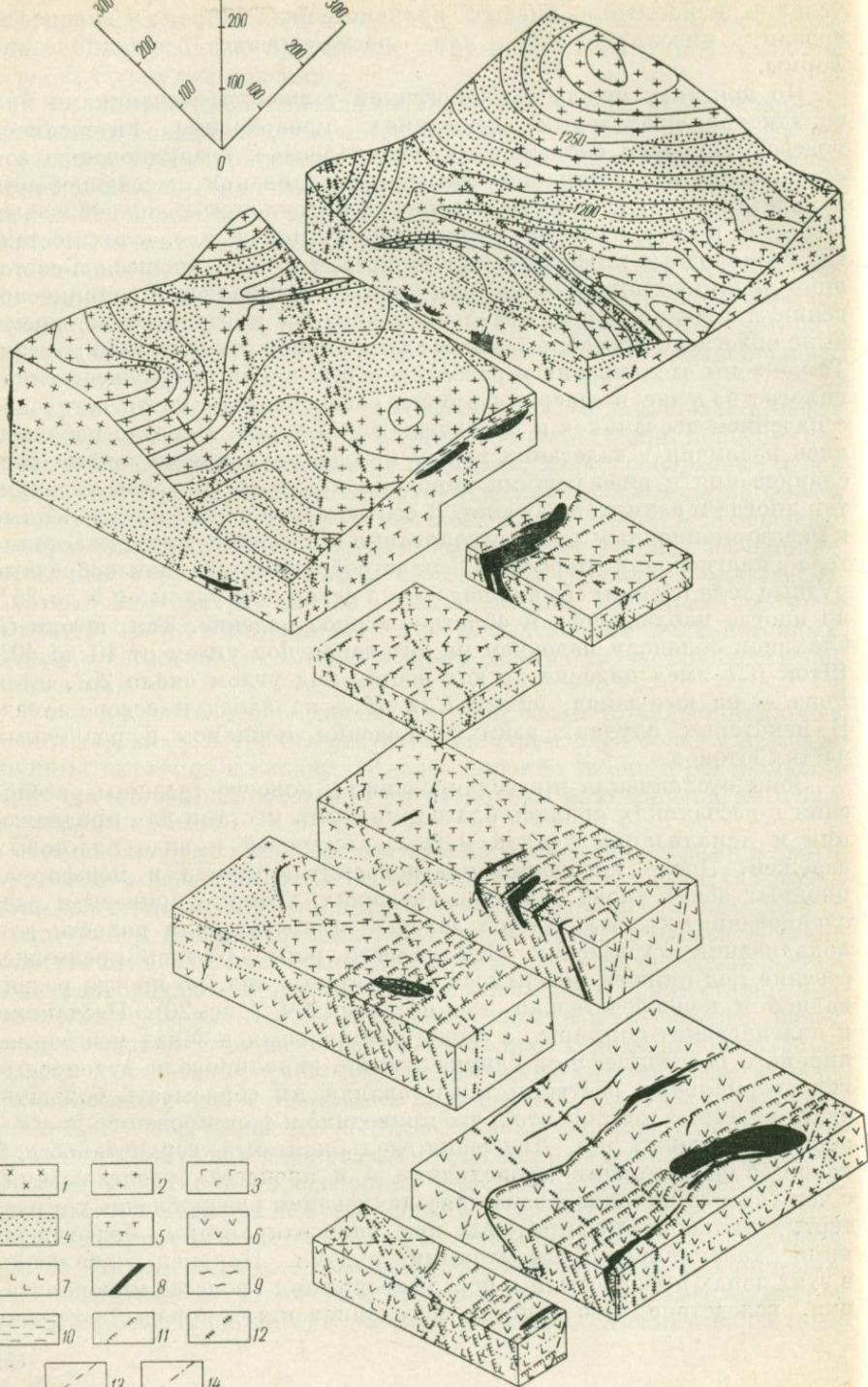
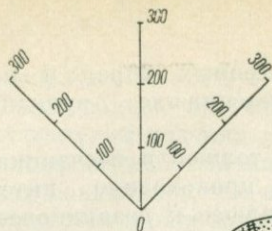
Рельеф кровли рудовмещающей толщи верхнего байоса является весьма неровным и характеризуется наличием ряда более или менее крупных выступов и впадин. В целом, кровля толщи в центральной части месторождения оказывается несколько приподнятой по отношению к флангам.

Эти неровности в рельефе кровли не находят непосредственного отражения в развитых среди песчаников мелких складчатых формах. Несоответствие между характером кровли рудовмещающих пород и залеганием перекрывающих песчаников верхнего байоса — бата, по-видимому, объясняется прежде всего различным поведением этих двух разнородных в физико-механическом отношении толщ при процессах складчатости. Песчаники сминались в гораздо более сложные складки, чем жесткие вулканогенные породы низов разреза. Однако в участках, изобилующих неровностями рельефа кровли вулканогенных пород, песчаники оказываются более деформированными, чем в тех случаях, когда песчаники перекрывают участки вулканогенной толщи с пологим спокойным рельефом кровли. Таким образом, наличие в определенных участках в песчаниках мелких складок, структурных носов, флексур и других нарушений может свидетельствовать о расчлененности нижележащей рудовмещающей толщи. Эта расчлененность рельефа частично связана с блоковыми перемещениями по разрывным нарушениям, но основное значение в создании неровностей кровли имели, видимо, сложные первичные

условия накопления кислых вулканогенных пород и процессы эрозии, нивелировавшие или расчленявшие вулканические формы.

По контакту между вулканогенной толщей и песчаниками при складкообразовательных движениях происходило интенсивное межформационное скольжение, приводившее к возникновению зон отслаивания и перетирания. Эти зоны отслаивания, рассланцевания и перетирания легче всего возникали на склонах куполообразных поднятий в кровле кислых вулканогенных пород, т. е. в тех местах, где разнородные по физическим свойствам и находившиеся в состоянии динамического напряжения толщи оказывались в соприкосновении в течение продолжительного времени и где в то же время было облегчено проскальзывание одних блоков относительно других. Такие зоны отслаивания и рассланцевания имели преимущественное пологое падение в северные румбы, согласное или почти согласное с падением песчаников и рудовмещающих пород. Нередко наблюдались различия в залегании между межформационными зонами рассланцевания и вмещающими породами как в части углов падения, так иногда и азимутов падения. В соответствии с этим приуроченные к межформационным зонам отслаивания и рассланцевания пластовые тела плагиогранит-порфиров, пластообразные и линзообразные рудные тела (штоки) обычно падают на север под углом от 5 до 35°, но иногда наблюдалось и обратное южное падение. Так, штоки *G*, Стаханов обладали падением на юго-запад под углом от 10 до 40°. Шток *KL* имел падение на юго-восток под углом около 25°, шток Роже — на юго-запад, штоки *C* и *H* — на запад и северо-запад. В некоторых случаях азимуты падения менялись в различных частях штоков.

Зоны отслаивания и рассланцевания и пологие трещины расслоения в песчаниках явились благоприятными местами для продвижения и локализации кислой магмы, застывшей в виде пластовых залежей. После внедрения плагиогранит-порфиров в межформационных зонах снова начались движения, которые привели к рассланцеванию краевых частей залежей и подготовили полости для локализации оруденения. Эти полости располагались преимущественно под нижней поверхностью пластовых тел, но иногда развивались и непосредственно под песчаниками (рис. 20). Песчаники и плагиогранит-порфиры, а также возникавшая в зонах межформационного рассланцевания глина трения, экранировали рудоносные гидротермальные растворы и заставляли их сбрасывать большую часть полезных компонентов, что приводило к формированию пластообразных рудных тел. Движения вдоль контакта верхнебайосской толщи с песчаниками происходили и в процессе рудоотложения, о чем говорит наличие в зонах рассланцевания раздробленных и растертых халькопирит-пиритовых руд, сцементированных более поздними халькопирит-сфалеритовыми рудами. Наконец, движения в этих зонах происходили и после завершения процесса минерализации, вследствие чего иногда рассланцованные породы содержат



раздробленные и растертые обломки медно-цинковых и полиметаллических руд.

Широко развиты в пределах рудного поля разрывные нарушения, сыгравшие важную роль в размещении проявлений магматической и гидротермальной деятельности. Наблюдения на поверхности и в горных выработках показывают, что в рудном поле могут быть выделены четыре системы разрывных нарушений, характерных для района в целом.

Наиболее древними являются разрывные нарушения широтного и близкого к широтному простирания. Они нередко пересекаются и смещаются разрывными нарушениями других направлений. Разрывные нарушения широтного простирания прослеживаются по сопровождающим зонам гидротермального изменения и расщепления пород верхнебайосской толщи, кошабертской и дебедачайской свит. Ширина таких зон обычно измеряется десятками метров, но, если разрывные нарушения сближены между собой, может достигать первых сотен метров. Разрывные нарушения такого простирания в большинстве случаев обладают падением на юг под крутыми углами; реже наблюдается крутое северное падение. Углы падения обычно колеблются от 60 до 85°; иногда наблюдаются и более пологие углы падения в 40—60°.

По характеру движений в течение главных этапов деформации широтные разрывные нарушения представляли взбросы, по которым южные крылья были подняты. Амплитуда смещений по каждому в отдельности взятому взбросу является небольшой и измеряется, по-видимому, метрами или изредка первыми десятками метров; однако суммарное смещение по широтным взбросам достигает ощутимой и довольно значительной величины. О взбросовом характере движений по разрывным нарушениям широтного простирания можно судить как по наблюдаемому иногда более или менее отчетливо относительному смещению отдельных блоков, так и по соотношениям поверхностей разрывных нарушений с многочисленными оперяющимися трещинами. При падении поверхности разрывного нарушения на юг, оперяющие трещины, по морфологическим особенностям являющиеся трещинами скалывания, так как сопровождаются расщеплением вмещающих пород и появлением глинки трения, обладают падением на север под крутыми углами, а оперяющие трещины отрыва падают на юг, но под более пологими углами, чем разрывное нарушение.

Широтные зоны интенсивной трещиноватости и гидротермального изменения прослеживаются почти исключительно в вулканогенных

Рис. 20. Блок-диаграмма центральной части Шамлугского месторождения

1 — гранодиорит — порфиры; 2 — плагиогранит-порфиры; 3 — габбро-диабазы; 4 — туфогенные песчаники; 5 — кислые вулканогенные породы верхнего байоса; 6 — кошабертская свита; 7 — дебедачайская свита; 8 — рудные тела; 9 — кварц-серицитовые породы; 10 — кварц-серицит-хлоритовые породы; 11 — взбросы; 12 — взбросо-сдвиги; 13 — сдвиги; 14 — сбросы

толщах низов разреза, в перекрывающих вулканогенные толщи песчаниках широтные нарушения практически незаметны.

Затухание значительной части широтных разрывных нарушений на контакте вулканогенной толщи с песчаниками может, очевидно, рассматриваться как свидетельство того, что образование этих трещин началось еще во время накопления нижнего вулканогенного комплекса в связи с движениями в начальные стадии формирования Дебедачайской брахиантиклинали. Более поздние движения по широтным разрывным нарушениям также не приводили к образованию соответствующих трещин в песчаниках, так как этому препятствовало возникновение межформационных зон отслаивания и дробления на контакте песчаников с рудоносной свитой. Зоны разрывных нарушений широтного простирания, наряду с межформационными зонами отслаивания и дробления, являются важнейшими рудолокализирующими структурными элементами.

Не менее широким чем широтные нарушения распространением пользуются разрывные нарушения северо-восточного простирания, также сыгравшие очень важную роль в локализации проявлений интрузивного магматизма и гидротермальной деятельности. Простирания этих разрывных нарушений меняются от близкого к меридиональному (СВ 30°) до близкого к широтному (СВ 60°). Разрывные нарушения в западной части месторождения имеют азимуты простирания, близкие к первому значению, а в расположенных восточнее разрывных нарушениях азимуты постепенно приближаются ко второму значению. Все разрывные нарушения северо-восточного простирания являются крутопадающими с углами падения от 45 до 70—80°. Падение направлено как на юго-восток, так и на северо-запад. Разрывные нарушения северо-восточного простирания также сопровождаются параллельными или косоориентированными опережающими трещинами, в результате чего возникают зоны трещиноватости и дробления, ширина которых обычно измеряется метрами.

Движения по разрывным нарушениям северо-восточного простирания носили сложный характер и происходили как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. В пользу этого говорит относительное смещение контактов между толщами, а также смещение более древних широтных разрывных нарушений и положение штрихов и борозд скольжения. Эти особенности указывают на то, что разрывные нарушения северо-восточного простирания представлены сдвиго-взбросами. Величина смещения как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении является небольшой и измеряется метрами и реже первыми десятками метров; в некоторых случаях видимое смещение совсем отсутствует. Наиболее крупные разрывные нарушения северо-восточного простирания окаймляют центральную часть Шамлугского месторождения с флангов. Движения по разрывным нарушениям северо-восточного простирания происходили неоднократно, о чем свидетельствует как локализация в этих нарушениях различных по составу и возрасту даек и рудопроявлений, так и расщепление и дробление некоторых даек

в их зальбандах. Особенно заметно такое рассланцевание в зальбандах даек плагиогранит-порфиров, причем иногда при переходе секущей дайки в пластовую залежь наблюдается и соответствующее изменение в условиях залегания сланцеватости: сланцеватость из крутой переходит в пологопадающую, распространяясь в том и другом случае в жильных породах на десятки сантиметров.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания наиболее отчетливо прослеживаются в вулканогенных толщах нижнего комплекса. Однако в отличие от широтных взбросов такие нарушения наблюдаются и в песчаниках, где с ними связаны дайки жильных пород различного состава и изредка проявления гидротермальной деятельности.

Третья система разрывных нарушений имеет северо-западное простирание; распространена она значительно слабее, чем первые две системы. Падение северо-западных разрывных нарушений обычно направлено на юго-запад под углами от 60 до 80°. Движение по их поверхностям происходило преимущественно в близком к горизонтальному направлении, о чем свидетельствует положение штрихов и борозд скольжения. Амплитуды смещения как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении измеряются метрами или первыми десятками метров. Во многих случаях смещения практически не наблюдаются. Связанные с этими нарушениями зоны трещиноватости и гидротермальных изменений, иногда содержащие вкрапленность поздних сульфидов и прожилки карбоната и барита, выражены относительно слабо и имеют обычно небольшую ширину. Наблюдаются в зонах разрывных нарушений северо-западного простирания и дайки жильных пород.

Более молодыми являются разрывные нарушения близкого к меридиональному простирания, выраженные узкими зонами дробления и рассланцевания, не сопровождающимися гидротермальными изменениями. Этими разрывными нарушениями смещаются как разрывные нарушения других направлений, так и зоны гидротермального изменения, дайки жильных пород и рудные тела. Представлены они нормальными сбросами, амплитуда смещения по которым не превышает нескольких метров, а часто измеряется десятками сантиметров.

В связи с широким развитием разрывных нарушений различных направлений, наличием мелких складчатых форм и межформационных зон рассланцевания, дробления, большой разнородностью литологического состава толщ общая картина трещиноватости в пределах Шамлугского месторождения является очень сложной, что в свою очередь определяет сложный характер размещения, форм и условий залегания рудных тел. В ряде случаев крутопадающие трещины, развитые в нижних горизонтах, переходят в верхних горизонтах в пологопадающие трещины отслаивания. Этот переход подчеркивается изменениями в условиях залегания даек плагиогранит-порфиров и рудных тел, которые в нижних частях рудоносной свиты и в подстилающих ее толщах являются отчетливо секущими, а близ

контакта толщи кислых вулканогенных пород с песчаниками приобретают почти согласное положение. Переход крутопадающих трещин в пологие обусловлен, очевидно, изменениями физико-механических свойств подвергавшихся деформации пород и является свидетельством того, что большинство трещин субширотного простиранья образовалось или подновились в процессе складчатости, охватившей как нижний вулканогенный комплекс, так и перекрывающие его толщи юрского возраста.

Широким развитием разрывных нарушений различных направлений с параллельными им системами трещин и сильной неоднородностью литологического состава рудовмещающих толщ объясняются быстрые изменения в характере трещиноватости даже в близко расположенных друг к другу пунктах.

Находящиеся между собой в определенной взаимосвязи структурные элементы играли важнейшую роль в размещении проявлений интрузивной магматической деятельности и оруденения. С зонами трещиноватости широтного простиранья связаны мощные зоны интенсивного гидротермального изменения пород, в которых преимущественно локализуются жилообразные и прожилково-вкрапленные рудные тела серно-колчеданного, медного и медно-цинкового состава. С другой стороны, оруденение такого же, а иногда и полиметаллического состава локализовалось в межформационных зонах отслаивания и дробления на контакте кислых вулканогенных пород с песчаниками. До локализации оруденения эти зоны отслаивания и дробления были иногда использованы плагиигранит-порфирами и микроплагиигранитами, слагающими пластообразные залежи. Плагиигранит-порфиры внедрялись также по крутопадающим трещинам северо-восточного простиранья, в которых локализовались и дайки пород среднего и основного состава и иногда проявления гидротермальной деятельности. В то же время жильные породы основного состава встречаются лишь в виде крутопадающих даек, выполняющих преимущественно трещины северо-восточного простиранья; часто встречаются также дайки габбро-диабазов северо-западного простиранья, особенно характерные для поздней генерации этих пород.

Хотя в зонах трещиноватости вдоль разрывных нарушений северо-восточного простиранья проявились интенсивные гидротермальные изменения, промышленные рудные тела здесь не локализовались, но проявления пиритового и пирит-халькопиритового оруденения в виде прожилков и вкрапленности сульфидов наблюдаются достаточно широко. Лишь в некоторых случаях отмечаются более крупные жилы северо-восточного простиранья. В зонах трещиноватости субширотного простиранья рудные минералы выполняли трещины такого же направления, параллельные разрывному нарушению, и трещины, оперяющие это разрывное нарушение и идущие в плане или разрезе под некоторым углом к нему. В промежутках между трещинами рудные минералы отлагались метасоматическим путем. По простиранью и падению субширотные жилообразные

тела прослеживаются на десятки или реже на первые сотни метров. Каждое тело состоит, как правило, из ряда разделенных между собой гидротермально измененными оруденелыми породами отдельных жил мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Промежутки между отдельными жилами и прожилками в пределах одного рудного тела могут меняться от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. В некоторых случаях более мощные жилы располагаются на периферии рудного тела, придавая ему более четкие границы. Чаще границы рудных тел являются неясными, и рудные тела оконтуриваются только по данным опробования. Местами в рудном теле, имеющем общее широтное простирание, наблюдаются тонкие жилы и прожилки северо-восточного, северо-западного или меридионального простирания. В сочленениях таких жил и прожилков с жилами широтного простирания иногда наблюдается увеличение мощности тех или других. В некоторых случаях такое же увеличение мощности происходит и на контактах с дайками, выполняющими трещины северо-восточного простирания.

Слагающие жилообразные тела рудные жилы и прожилки нередко ветвятся, разделяются на несколько прожилков, которые затем снова могут соединяться в одну жилу. Меняются углы падения рудных тел и отдельных слагающих их рудных жил и прожилков. Некоторые рудные тела обладают сравнительно пологими углами падения (в $40-50^\circ$), другие имеют углы падения в $60-70^\circ$. Не всегда остается постоянным и угол падения отдельных рудных тел. Иногда наблюдается зависимость между значением угла падения и мощностью рудного тела. Так, в жиле № 5 при выполаживании угла падения наблюдается увеличение мощности. Это находится в соответствии со взбросовым характером широтных трещин. В выположенных участках поверхностей взбросов легче возникают открытые полости, а также легче могут образовываться оперяющие трещины, чем на интервалах с более крутым падением. Однако зависимость между углами падения и мощностью рудных тел часто маскируется влиянием на локализацию руды литологического состава вмещающих толщ и развитием выполненных рудой трещин других направлений.

Как указывалось, жилообразные рудные тела Шамлугского месторождения обычно обладают южным падением, что находится в соответствии с падением большинства разрывных нарушений этого простирания. Лишь отдельные рудные тела падают на север. В некоторых случаях рудные тела приурочены непосредственно к разрывным нарушениям широтного простирания, чаще залегая в их лежащем боку. Реже они оказываются приуроченными к висячему боку разрывного нарушения, а местами, как это наблюдается в жиле № 5, переходят из лежащего в висячий бок. Как показывают наблюдения, иногда жилообразные тела, залегающие в кислых эффузивах и туфах непосредственно, переходят в пластообразные залежи на контакте с песчаниками. Такой переход наблюдается в штоке КЛ, который книзу превращается в жилообразное тело, известное под названием апофизы штока КЛ. Такая же картина наблюдается

в линзе 4а, которая на нижних горизонтах представляет типичное жилообразное тело, а под пластовой залежью плагиигранит-порфиров на горизонте +17 м резко увеличивается (рис. 21). Некоторые рудные тела пластообразной и линзообразной формы оканчивались книзу достаточно резко.

Различные соотношения жилообразных и штокообразных тел, по-видимому, объясняются рядом причин. В некоторых случаях образование не связанных с жилообразными телами линзообразных, пластообразных и штокообразных скоплений колчеданных руд в верхней части рудовмещающей вулканогенной толщи обуславливалось, вероятно, тем, что рудоносные растворы поднимались

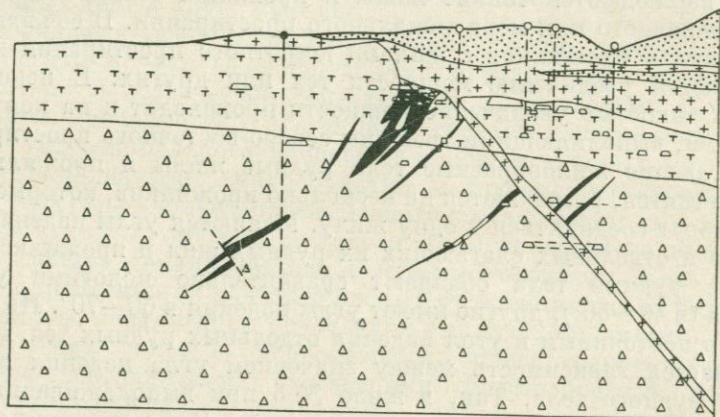


Рис. 21. Разрез через жилу № 4 Шамлутского месторождения

1 — колчеданные руды; 2 — плагиигранит-порфиры, микроплагииграниты; 3 — песчаники; 4 — кислые эффузивы верхнего байоса; 5 — кошабертская свита; 6 — рассланцованные породы

непосредственно по трещинам северо-восточного направления и отлагали руды в зонах межформационного отслаивания и рассланцевания, не растекаясь по широтным трещинам. В других случаях из трещин северо-восточного простираения растворы поступали в широтные зоны трещиноватости, по которым затем продолжали движение кверху. Морфологические особенности широтных зон трещиноватости и градиенты давления, обуславливавшие движение растворов, были, вероятно, на разных участках различными. Вследствие этого на одних участках широтные зоны трещиноватости в породах, благоприятных для концентрированного отложения рудных компонентов, оказывались выполненными комплексом рудообразующих минералов непрерывно вплоть до зон межформационного отслаивания и рассланцевания, в которых путем метасоматоза и выполнения пустот происходило формирование пластообразных и линзообразных рудных залежей. На других участках при быстрых изменениях градиента давления возникали безрудные или слабо оруденелые интервалы

между пластообразными и линзообразными телами и приуроченными к широтным зонам трещиноватости жильнообразными залежами колчеданных руд.

Отдельные жилы и прожилки при переходе сложенных ими жильнообразных тел в пластообразные залежи, входя в зону расщепления и отслаивания, выполаживаются и затем идут параллельно контакту вулканогенной толщи с песчаниками или параллельно нижней поверхности пластовых тел плагиигранит-порфиров. Таким образом, строение пластообразных и линзообразных залежей оказывается близким к строению жильнообразных тел и отличие между теми и другими заключается лишь в форме и условиях залегания. Штоки, как и жильнообразные тела, состоят из сложенных массивными рудами отдельных жил и прожилков, которые разделены между собой гидротермально измененными породами с вкрапленностью сульфидов. Этим объясняются и нечеткие контакты штоков и их залегание не под центральной частью пластовых тел плагиигранит-порфиров, образующих своды над куполообразными выступами кровли кислых вулканогенных пород, а на склонах этих куполов и в первую очередь под выположенными участками нижней поверхности интрузивных залежей.

Проявления оруденения связаны не только с межформационными зонами отслаивания и расщепления и широтными зонами трещиноватости, но и с трещинами северо-восточного и северо-западного простирания. К трещинам северо-западного простирания приурочены чаще всего жилы и прожилки галенит-сфалеритового или более сложного пирит-халькопирит-галенит-сфалеритового состава, а также баритовые и карбонатные жилы. Иногда баритовые и полиметаллические руды выполняют одну и ту же трещину, не нередко приурочены к субпараллельным, но отстоящим на некотором расстоянии друг от друга трещинам.

Рудные тела в пределах Шамлугского рудного поля и месторождения размещены неравномерно в связи с влиянием структурных и литологических факторов.

Скопления руд находятся непосредственно в местах пересечения разрывных нарушений широтного, северо-восточного и иногда северо-западного простирания или поблизости от этих мест. Влиянием разрывных нарушений северо-восточного направления объясняется, по-видимому, и локализация интенсивных проявлений гидротермальной деятельности и в том числе оруденения на сравнительно ограниченной площади в центральной части месторождения. С востока эта площадь ограничена северо-восточным разрывным нарушением, пересекающим ручей Хараба-чай несколько выше устья Капитальной штольни. На западе этой площади проходит крупное разрывное нарушение северо-восточного простирания, пересекающее ручей Шамлуг-чай несколько ниже дороги из рудничного поселка в селение. К востоку от первого и к западу от второго разрывного нарушения проявления гидротермальной деятельности быстро затухают. Первое разрывное нарушение падает на юго-

восток, а второе — на северо-запад. Таким образом, основная масса проявлений гидротермальной деятельности и оруденения сконцентрирована в лежащем боку этих разрывных нарушений.

К западу от Шамлуга интенсивность трещиноватости и общая степень деформированности различных пачек является намного меньшей, чем на месторождении. При близком литологическом составе толщ резкое уменьшение и даже почти полное отсутствие проявлений предрудной гидротермальной деятельности и оруденения обусловлено неблагоприятной структурной обстановкой.

Близость плана трещиноватости к трещиноватости на Шамлугском месторождении наблюдается восточнее ручья Охнац-булах, где густота тектонических трещин также сильно уменьшается, но менее резко чем по направлению к западу от рудного поля.

Более резкое изменение характера трещиноватости и структурной обстановки в целом наблюдается близ Верхней Ахталы и участка Тохмах-Кала, откуда начинается Ахталское рудное поле. В соответствии с его положением на северо-восточном крыле Дебедачайской брахиантиклинали рудовмещающие толщи обладают северо-западным близким к широтному простираем и преимущественным падением на северо-восток под углами от 10 до 40°.

Наиболее важное значение из форм, осложняющих строение крыла, имеет сложенное породами ахталской толщи куполовидное поднятие, обладающее первичным вулканическим происхождением. В результате более поздних неоднократных тектонических движений вулканическая постройка была деформирована. Вследствие этого контуры постройки оказались вытянутыми в северо-западном близком к широтному направлении в соответствии с простираем северо-восточного крыла Дебедачайской брахиантиклинали. Одновременно с этим северо-восточные склоны постройки приобрели более пологое по сравнению с первичным наклоном падение, а юго-западные склоны стали более крутыми.

В районе Верхней Ахталы в породах верхнего байоса — бата и келловей наблюдаются сопряженные антиклинальная и синклинальная складки северо-западного субмеридиального простираения. К осевой части этой антиклинали, осложненной разрывным нарушением, приурочены субвулканические тела дацитовых порфиров и липарит-дацитовых порфиров, а к северо-восточному крылу — крупная пластовая залежь кварцевых диорит-порфиров.

Широким развитием в Ахталском рудном поле пользуются разрывные нарушения различных направлений, обуславливающие блоковое строение этого участка земной коры. Наиболее отчетливо выраженными из этих разрывных нарушений являются взбросы и взбросо-сдвиги северо-восточного близкого к меридиональному простираения, т. е. поперечные по отношению к крылу Дебедачайской брахиантиклинали. Самые крупные взбросо-сдвиги и взбросы наблюдаются в центральной части рудного поля на площади собственно Ахталского месторождения, разбивая эту площадь на ступенчатые блоки. В восточной части месторождения поперечные взбросы падают

большей частью на юго-восток, а в западной части — на северо-запад. Угол падения их обычно крутой — от 70 до 85° , но в некоторых случаях выволакивается до $45-50^\circ$. Прослеживающееся вдоль оси штольни № 7 разрывное нарушение является наиболее крупным в пределах Ахталского месторождения; оно имеет длину около 3 км при вертикальном смещении опущенного на запад крыла на $70-80$ м и смещении по горизонтали к юго-востоку на $120-150$ м (рис. 22). Ряд протяженных разрывных нарушений северо-восточного субмеридионального направления проходит в западной части рудного поля. Длина этих разрывных нарушений достигает $3-4$ км, но амплитуда смещения по ним не превышает первых десятков метров. Меняется и направление смещения по этим разрывным нарушениям, что связано, очевидно, с многократностью движений при переменном их знаке. Фиксируются эти разрывные нарушения зонами расланцевания и дробления и гидротермальных изменений. Иногда в швах разрывных нарушений или в оперяющих их субпараллельных трещинах локализуются дайки различного возраста и состава.

Широкое развитие в пределах рудного поля имеют разрывные нарушения северо-западного простирания (СЗ $310-340^\circ$). Иногда они развиваются в сводовых частях мелких складок и флексур, обладая падением в западной части рудного поля преимущественно на юго-запад, а в центральной и восточной частях — на восток-северо-восток под углами от 40 до 70° . Представлены эти разрывные нарушения в настоящее время сдвигами, взбросами, иногда нормальными сбросами или сбросо-сдвигами. Протяженность их колеблется от нескольких десятков метров до 3 км, амплитуда смещения составляет от первых метров до десятков метров, лишь на участке Тохмах-кала достигая $100-120$ м.

Третья система разрывных нарушений имеет северо-западное субширотное (СЗ $270-300^\circ$) простирание и относится к типу «оконтуривающих» тектонических трещин, выраженных обычно плохо.

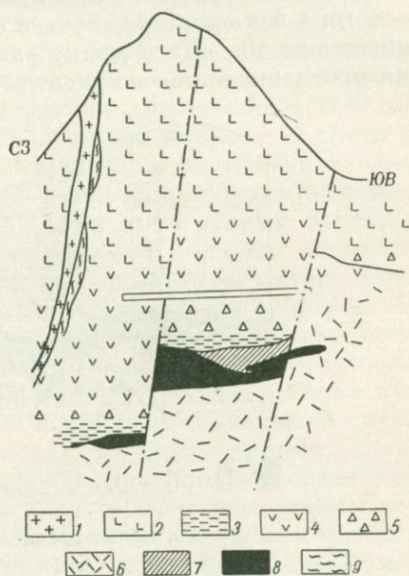


Рис. 22. Геологический разрез через Ахталское месторождение

1 — плагиогранит-порфиры. Дебедачайская свита; 2 — андезитовые порфиры; 3 — туфиты; 4 — грубые туфы андезитовых и дацитовых порфиров; 5 — лавовые и вулканические брекчи андезитовых порфиров, часто эпидотизированные; 6 — липарит-дацитовые порфиры и дацитовые порфиры, их туфы и вулканические брекчи, большей частью гидротермально измененные; 7 — барит; 8 — полиметаллическая руда; 9 — окварцованные андезитовые порфиры с прожилками и вкрапленностью сульфидов

Трещины этого типа наблюдаются преимущественно в породах нижнего вулканогенного комплекса, почти полностью исчезая в перекрывающих этот комплекс толщах. В породах дебедачайской свиты и ахталской толщи оконтуривающие субширотные трещины обычно обладают южным или юго-западным падением; значительно реже наблюдаются трещины с падением на север или северо-восток. Углы падения в большинстве случаев составляют $60-85^\circ$, иногда выполаживаясь до $40-45^\circ$. В длину разрывные нарушения этого направления прослеживаются на десятки и сотни метров. Движения по ним

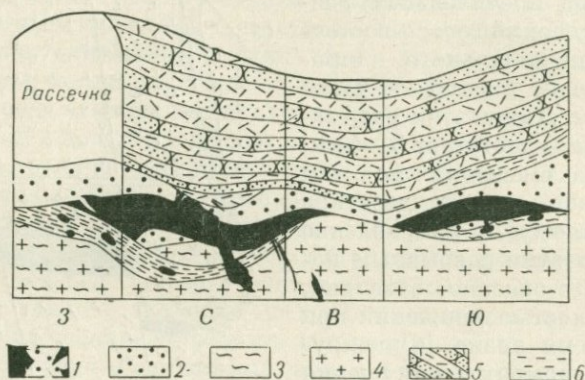


Рис. 23. Зона отслаивания и рассланцевания на контакте ахталской толщи с туффитами дебедачайской свиты. Ахталское месторождение, шт. 3

1 — полиметаллические руды; 2 — барит; 3 — кварц-серicitовые породы; 4 — липарит-дацитовые порфиры; 5 — туффиты; 6 — зоны интенсивного рассланцевания

носят характер взбросов с небольшой амплитудой смещения, но иногда выражены сбросами. Осложняя возрастные соотношения различных систем трещин, повторные движения не затушевывают того, что наиболее молодыми, не считая субмеридиональных нормальных сбросов, являются разрывные нарушения северо-западного простирания, которыми пересекаются поперечные разрывные нарушения северо-восточного направления. Наиболее древними, как и в других частях района, являются «оконтуривающие» трещины.

С последними в ряде случаев пространственно связаны зоны межформационного отслаивания и рассланцевания, которые развились в основном на контакте ахталской толщи с перекрывающими ее породами дебедачайской свиты, главным образом с входящими в состав этой свиты туффитами (рис. 23). Кислые вулканогенные породы ахталской толщи и туффиты являются наиболее контрастными по своим литологическим свойствам, вследствие чего по контакту между ними в процессе складчатости происходило неравномерное скольжение и изгиб слоев и возникали трещины отслаивания

и рассланцевания. Зоны межформационного отслаивания и рассланцевания образовались в основном на северном и северо-восточном крыльях Ахтальской антиклинальной складки, в то время как южное крыло почти не затронуто рассланцеванием. Это связано, вероятно, с более спокойным рельефом южного склона вулканотектонической постройки и меньшей физико-механической контрастностью слагающих ее пород и пород кровли на южном фланге сооружения. Однако и на северном крыле постройки рассланцевание и отслаивание распространены повсеместно, проявляясь преимущественно на склонах куполовидных поднятий второго и третьего порядка аналогично тому как это наблюдается на Шамлуге. Зона межформационного отслаивания и рассланцевания обладает преимущественным падением на север и северо-восток под углами, близкими к углам падения контакта и колеблющимися от 10 до 40°. Мощность рассланцованных и иногда превращенных в глинку трения пород составляет от нескольких сантиметров до нескольких метров. По данным Н. М. Чернышова (1962), рассланцеванию подвергаются преимущественно липарит-дацитовые порфиры и их пирокластические аналоги, но иногда рассланцевание охватывает также вулканогенные и туфогенно-осадочные породы дебедачайской свиты. Так, большая часть рассланцованных и раздробленных пород, вскрытых штольной № 28 и содержащих прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение, возникла за счет андезитовых порфиритов и туфов дебедачайской свиты. При этом оруденение оказывается приуроченным почти исключительно к туфам смешанного состава, образующим прослой среди андезитовых порфиритов и их туфов.

Отчетливую зависимость от характера складчатых структур и разрывных нарушений в различных частях рудного поля, как и от литологического состава различных толщ, обнаруживает мелкая трещиноватость. Наиболее густой трещиноватостью обладают более древние толщи нижнего вулканогенного комплекса, особенно ахтальская толща и дебедачайская свита. В них более или менее отчетливо проявляются все системы тектонических трещин, характерных для Ахтальского рудного поля. В верхних частях разреза количество трещин, особенно крутопадающих поперечных и диагональных трещин, сильно уменьшается и в толщах терригенно-осадочных и туфогенно-осадочных пород преимущественным развитием пользуются трещины расслоения. В верхних частях ахтальской толщи пологие трещины также распространены довольно широко, падая на северном крыле складки на север и северо-восток, на южном крыле — на юг и юго-запад; в западной части месторождения наблюдаются трещины с юго-западным и западным падением. Таким образом, вулканическая постройка окаймляется серией закономерно изменяющих свою ориентировку пологих трещин.

В кислых вулканогенных породах здесь наиболее отчетливо проявлены трещины с крутым падением на запад-северо-запад, параллельные главному субмеридиональному взбросу, трещины

с падением СВ $5-10^\circ$, $\angle 65-70^\circ$ и трещины с падением на юго-запад под углом $55-70^\circ$, являющиеся наиболее древними. Последняя система трещин близ контакта с перекрывающими породами дебедачайской свиты сначала выполаживается, а затем иногда приобретает пологое северо-восточное падение и, таким образом, переходит в трещины межформационного отслаивания и рассланцевания.

Основные черты структурного контроля проявлений позднемагматической и гидротермальной деятельности в Ахталском рудном поле являются принципиально близкими к особенностям структурного контроля в пределах Шамлугского рудного поля, хотя эти рудные поля находятся на различных уровнях эрозионного среза. Ахталское месторождение расположено на 400—500 м гипсометрически ниже Шамлугского месторождения. Отличия заключаются главным образом в более отчетливо выраженной роли специфических для Ахталского рудного поля складчатых форм, в первую очередь — тектоно-вулканической постройки, в пространственном размещении даек и проявлений минерализации. Именно характер этой постройки определил развитие межформационной зоны отслаивания и рассланцевания и ее морфологические особенности, влиявшие на размещение рудных тел, их формы и условия залегания.

Вулканическая постройка сыграла важную роль и в развитии крутопадающих систем трещин, особенно трещин субширотного простираия. Эти трещины возникли еще в процессе формирования вулканического аппарата, благодаря чему в них разместились субвулканические дайки липарит-дацитовых порфиров, андезитовых, диабазовых и дацитовых порфиритов. Эти дайки закономерно окаймляют вулкано-тектоническую постройку.

В западной части рудного поля дайки субвулканического происхождения также приурочены преимущественно к трещинам субширотного направления, но здесь их простираие определяется главным образом простираием крыла Дебедачайской брахиантиклинали. Субвулканические дайки иногда локализуются в трещинах северо-восточного направления, что позволяет говорить о раннем возникновении этих трещин и об определенной зависимости их ориентировки от контуров вулкано-тектонической постройки в центральной части рудного поля. Северо-восточные трещины контролируют в основном размещение даек, связанных с мезозойским циклом интрузивной деятельности. Эти дайки концентрируются преимущественно в западной части рудного поля на северо-восточном продолжении центрального пояса повышенной трещиноватости.

Секущие тектонические трещины сыграли важную роль в размещении проявлений эндогенной минерализации. В частности, такими секущими тектоническими трещинами определяются контуры зон предрудного гидротермального изменения, как и их часто наблюдающийся линейный характер. Особенно большое значение имеют поперечные разрывные нарушения северо-восточного простираия, которые ограничивают с запада и востока блок кислых вулканогенных пород, подвергшихся наиболее интенсивным гидротермальным

изменениям. Этот блок находится в центральной части рудного поля и представляет собственно Ахталское месторождение.

Разрывные нарушения северо-западного направления также сопровождаются зонами гидротермальных изменений, обычно имеющими небольшую мощность. В местах сгущения трещин северо-западного простирания, особенно там, где они пересекают многочисленные разрывные нарушения и трещины северо-восточного простирания, как это наблюдается на участке Тохмах-кала, гидротермальные изменения приобретают площадное распространение.

Субширотные разрывные нарушения и трещины, являясь наиболее древними по времени заложения, часто контролируют наиболее интенсивные метасоматические преобразования вмещающих пород. Однако, как указывалось, развиты эти трещины неравномерно и во многих случаях затупшеваны более поздней трещиноватостью, связанной с поперечными и диагональными разрывными нарушениями.

Контролируя распределение гидротермальных метасоматических изменений, различные системы трещин, включая межформационные зоны отслаивания и рассланцевания, определяют размещение на Ахталском месторождении и в его рудном поле проявлений барит-полиметаллического, медноколчеданного и серноколчеданного оруденения, представляющих отдельные звенья в общей цепи метасоматических преобразований. Приуроченность подавляющего большинства проявлений оруденения к узкой зоне контакта между ахталской толщей и дебедачайской свитой является наиболее важной особенностью пространственного размещения оруденения на месторождении. Эта закономерность играет направляющую роль при поисках барит-полиметаллических рудных тел в Ахталском рудном поле. При детальном картировании выявляется, что залежи массивных барит-полиметаллических руд строго приурочены к межформационной зоне отслаивания и рассланцевания, которая развита не по всей поверхности контакта, а только в отдельных ее частях, где контакт осложнен мелкими вулкано-тектоническими куполами и секущими разрывными нарушениями и где кислые вулканогенные породы ахталской толщи перекрыты туффитами и туфогенными песчаниками соответствующего горизонта дебедачайской свиты. Ниже зон максимального развития пологих трещин отслаивания и рассланцевания можно наблюдать и более густую сеть крутопадающих трещин северо-западного, близкого к широтному, простирания. В межформационной зоне отслаивания и рассланцевания оруденение в некоторой мере также локализуется в виде прожилков и более или менее густой вкрапленности (рис. 24). Самостоятельное значение прожилково-вкрапленные барит-полиметаллические руды приобретают в тех участках, где зона рассланцевания переходит из лежащего бока контакта в его висячий бок. Рудные тела в большинстве случаев имеют сложное строение, обладая формой лент, линз и иногда штоков. Все эти морфологические типы рудных тел связаны между собой постепенными переходами. Более распространенные пластообразные

тела более или менее строго подчиняются залеганию зоны отслаивания и рассланцевания и располагаются там, где крутопадающие трещины («оконтуривающие» и поперечные) развиты слабо. В участках, где пересекающие межформационную зону крутопадающие трещины выражены достаточно отчетливо, появляются штокообразные и гнездообразные залежи руд. Такие тела близкой к изометричной формы обладают тупым выклиниванием. Пластообразные и лентообразные залежи отличаются постепенным выклиниванием.

В поперечных и диагональных трещинах промышленные скопления колчеданных руд на Ахтале, как и в других частях Алавердского района, не наблюдаются.

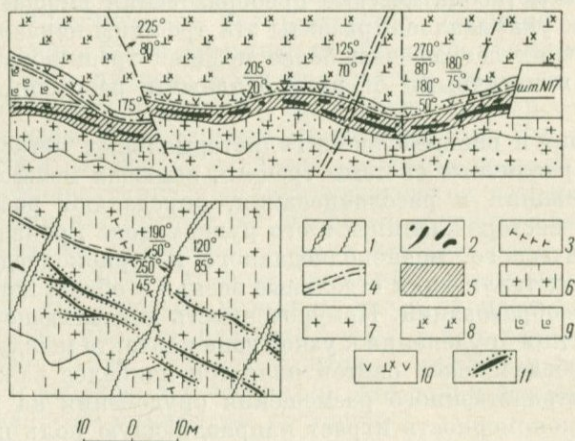


Рис. 24. Пржилки полиметаллических руд в межформационной зоне отслаивания и рассланцевания

1 — карбонатно-кварцевые прожилки; 2 — полиметаллические прожилки; 3 — кварц-карбонатные прожилки с халькопиритом; 4 — разрывные нарушения с глиной притирания; 5 — кварц-серицитовые породы с вкрапленностью сульфидов; 6 — кварц-серицит-хлоритовые породы; 7 — окварцованные липарит-дацитовые порфиры; 8 — пироксен-плагноклазовые андезитовые порфиры; 9 — эпидотизированные мандельштейновые андезитовые порфиры; 10 — хлоритизированные породы; 11 — кварц-карбонатно-полиметаллические прожилки

По межформационной зоне отслаивания и рассланцевания и по субширотным крутопадающим трещинам в ряде случаев видна неоднократность движений (рис. 25). В результате этого происходило неоднократное приоткрывание полостей, особенно резко проявившееся после формирования сульфидной части рудных тел и перед отложением барита, которое шло главным образом путем выполнения пустот.

Разрывные нарушения поперечного направления, как и в других частях района, являлись, видимо, теми основными путями, по которым растворы двигались из глубоких горизонтов земной коры к поверхности. Вероятно, в поперечных трещинах градиент давления был небольшим и вследствие этого концентрированное отложение тяжелых элементов не происходило; оно начиналось лишь тогда,

когда растворы проникали в «оконтуривающие» трещины и зоны межформационного отслаивания и рассланцевания. На отдельных участках дорудное происхождение поперечных трещин замаскировано неоднократными проявлениями повторных тектонических движений. Неоднократностью движений по поперечным разрывным нарушениям, очевидно, объясняется наблюдающееся иногда смещение рудных тел и раздробленность и перематость руд в непосредственной близости от этих нарушений.

В трещинах северо-западного простирания, диагональных по отношению к крылу Дебедачайской брахиантиклинали, также

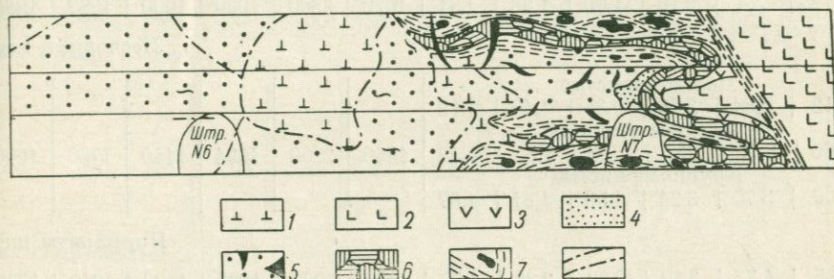


Рис. 25. Дробление и рассланцевание полиметаллических руд в линзе № 10 Ахталъского месторождения

1 — субвулканические андезитовые порфиры; 2 — андезитовые порфиры дебедачайской свиты; 3 — хлоритизированные породы; 4 — серый барит; 5 — кварц-серицитовые породы с вкрапленностью сульфидов; 6 — рассланцованные полиметаллические руды; 7 — рассланцованные породы с обломками руды; 8 — тектонические трещины

встречаются прожилки и вкрапленность сульфидов, иногда в кварцевой, карбонатной или баритовой массе. Чаше кварцевые, кварц-карбонатные и барит-карбонатные прожилки являются безрудными. Масштабы рудопроявлений в трещинах северо-западного простирания незначительны.

В целом основные черты структуры Ахталъского рудного поля и особенности структурного контроля оруденения в его пределах оказываются принципиально близкими к структуре других рудных полей района. Эта близость особенностей структурного контроля проявлений позднемагматической и гидротермальной деятельности обуславливается приуроченностью всех рудных полей района к различным частям единой длительно развивавшейся складчатой структуры. В процессе развития Дебедачайской брахиантиклинали, представляющей глыбовую складку, деформировались и перерабатывались вулканические постройки и возникали более мелкие складки и тектонические трещины различного возраста, морфогенеза и пространственной ориентировки. Распределение мелких структурных элементов, осложняющих Дебедачайскую брахиантиклиналь, и интенсивность их проявления зависят от положения того или иного участка в складчатой структуре района и от состава подвергавшихся деформации пород.

Пористость, %						Предел прочности,					
истинная			эффективная			сжатие			срез		
от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее
Плагииогра											
1,12	3,4	2,10	1,00	1,83	1,41	1620	2360	1960	1600	1980	1822
Песчаники верх											
Мелкозернистые											
2,12	2,64	2,38	0,35	1,40	1,12						
Среднезернистые											
2,60	3,10	2,84	1,20	1,55	1,42	1640	2200	1994	1140	1760	1600
Крупнозернистые											
3,00	3,75	3,24	1,50	1,81	1,67						
Порфириты ших											
1,95	4,77	3,10	0,93	2,36	1,70	1600	2000	1823	1400	1940	1725
Кислые вулканогенные											
а) Малоизмене											
3,68	8,70	6,29	2,00	5,35	4,34	700	880	800	424	622	495
б) Кварц-серп											
6,90	15,01	10,02	4,08	8,76	5,73	540	900	665	300	431	361
Туфы и туфовые брекч											
3,20	8,70	5,42	2,05	2,95	3,22	820	1200	972	701	1000	907
Порфириты дебе											
2,33	4,52	3,22	1,00	2,49	1,50	1200	1580	1385	1500	1880	1690

Как было показано выше, наиболее деформированными являются толщи пород нижнего вулканогенного комплекса, особенно в тех случаях, когда они располагаются на перегибах крыльев Дебедачайского поднятия. Большое значение для усиления деформированности той или иной части района имеет также наличие вулканотектонических построек (например, Ахталское месторождение), субвулканических тел и контактов между литологически контрастными толщами. Все эти особенности обуславливали физико-механическую неоднородность среды, подвергавшейся деформации, и максимальную концентрацию тектонических трещин в определенных участках и определенных толщах. Интенсивность деформированности толщ, наряду с их химическим составом, имела решающее значение для хода гидротермальных процессов и пространственного

Таблица 7

$\kappa\text{г/см}^2$			Модуль упругости $E, 10^{-8} \kappa\text{г/см}^2$			Коэффициент Пуассона			Модуль сдвига, $10^8 \kappa\text{г/см}^2$			Коэффициент рас- тяжения
раскол												
от	до	среднее	от	до	средний	от	до	средний	от	до	средний	

нит-порфиры

| 2002 | 285 | 242 | 3,43 | 5,00 | 4,25 | 0,10 | 0,25 | 0,16 | 1,12 | 2,11 | 1,64 | 0,80

него байоса — бата

220	300	251	5,08	5,64	5,43	0,22	0,29	0,22	0,26	2,46	2,34	
-----	-----	-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

тахтской свиты

| 243 | 280 | 261 | 6,53 | 6,57 | 6,55 | 0,14 | 0,21 | 0,17 | 2,73 | 2,85 | 2,79 |

породы верхнего байоса

нные разности

| 39,8 | 50,6 | 48,6 | 3,51 | 3,70 | 3,60 | 0,06 | 0,11 | 0,08 | 1,16 | 1,64 | 1,70 | 0,55

цитовые породы

| 20,0 | 49,0 | 33,5 | 2,00 | 3,70 | 3,37 | 0,06 | 0,26 | 0,14 | 1,22 | 1,87 | 1,50 |

ни кошабертской свиты

| 43,2 | 108 | 70,9 | 3,31 | 4,37 | 3,90 | 0,21 | 0,78 | 0,24 | 1,11 | 1,90 | 1,51 | 0,65

дачайской свиты

| 120 | 140 | 130 | 6,08 | 6,92 | 6,49 | 0,29 | 0,30 | 0,29 | 2,96 | 2,59 | 2,42 | 0,70

распределения их проявлений и в том числе проявлений колчеданного оруденения, обуславливая его преимущественную концентрацию в отдельных толщах, занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезе района. В этом аспекте весьма интересными являются результаты исследований С. У. Вартаияна (1963), сведенные в табл. 7.

Эксперименты и расчеты, результаты которых приведены в табл. 7, не учитывают или учитывают весьма недостаточно зависимость прочностных свойств различных типов горных пород от всестороннего давления, температуры, степени предыдущей деформированности, от длительности действия напряжений и других факторов, обуславливающих тот или иной механизм деформации (Гзовский, 1960; Залесский, Розанов, 1960). Тем не менее даже

в приближенном виде данные С. У. Вартаняна иллюстрируют вытекающие из анализа фактического материала выводы о преимущественной локализации колчеданного оруденения в определенных стратиграфо-литологических горизонтах и о зависимости характера деформированности и ее интенсивности от первичных литологических особенностей тех или иных толщ.

Для понимания причин преимущественной локализации колчеданного оруденения в кислых вулканогенных породах верхнего байоса (породы ахтальской толщи, к сожалению, не подвергались соответствующим испытаниям) и в туфах и туфовых брекчиях кошабертской свиты очень большое значение имеют определения пористости пород различных толщ. Из этих определений видно, что общая и эффективная пористость в породах нижнего вулканогенного комплекса прогрессивно возрастает по мере перехода от эффузивных пород дебедачайской свиты к туфам и туфовым брекчиям кошабертской свиты и далее к кислым вулканогенным породам верхнего байоса. Общая пористость последних в два раза выше пористости порфиров дебедачайской свиты, а отношение эффективной пористости тех и других составляет примерно 3 : 1. Такая же разница в истинной и эффективной пористости наблюдается между породами верхнего байоса и шихтахтской свиты, а между первыми из них и песчаниками верхнего байоса — бата является еще более резкой. Эффективная пористость пород верхнего байоса оказывается в 3—4 раза выше пористости песчаников. Пористость плагиогранит-порфиров по сравнению с пористостью кислых эффузивов является примерно в 3 раза более низкой.

Проницаемость пород для гидротермальных растворов определяется как первичной пористостью, связанной со структурно-текстурными особенностями пород, так и результатами тектонических деформаций, приводящими к появлению в породах различных трещин и других пустот. О том, что степень проницаемости той или иной толщи для гидротермальных растворов зависит как от первичной пористости пород, так и от их тектонической раздробленности, свидетельствует приуроченность наиболее интенсивных гидротермальных изменений и проявлений оруденения к различным системам тектонических трещин, одни из которых являлись рудовмещающими, а другие играли роль рудораспределяющих каналов. Если учитывать лишь первичную пористость, то, очевидно, можно говорить, что эта пористость будет являться более высокой в пирокластических породах, чем в эффузивах независимо от состава тех и других. Иначе говоря, первичная пористость туфов, туфовых и вулканических брекчий дебедачайской или шихтахтской свит, вероятно, была более высокой, чем кислых эффузивов верхнего байоса. В то же время поведение пород при тектонических деформациях, определявшее последующую проницаемость толщи для гидротермальных растворов, зависело от совокупности физико-механических свойств различных типов горных пород и сложенных ими свит и горизонтов. Вследствие этого породы верхнего байоса, кошабертской свиты

и ахтальской толщи приобрели в результате деформации гораздо более высокую суммарную проницаемость чем другие толщи.

Из табл. 7 видно, что, обладая наиболее высокими значениями истинной и эффективной пористости, кислые эффузивы отличаются наименьшей механической прочностью, т. е. наименьшим временным сопротивлением на скалывание и отрыв. По сравнению с породами дебедачайской свиты эти характеристики являются в два-три раза меньшими. Разница между этими свойствами кислых эффузивов и перекрывающих пород является еще более значительной. Контрастность в литологических особенностях между рудовмещающими толщами и лежащими ниже и выше их породами подчеркивается большими различиями в значениях модуля Юнга (модуля упругости) и модуля сдвига, приведенных в табл. 7. В рудовмещающих породах их величины являются меньшими, чем в породах других толщ, что находится в соответствии с относительно низкой механической прочностью кислых эффузивов и пород кошабертской свиты. Иначе варьирует в различных типах пород значение коэффициента Пуассона, характеризующего изменение объема в процессе деформации. Обладая наименьшей величиной в кислых эффузивах, коэффициент Пуассона увеличивается в плагиогранит-порфирах, порфиритах шихтахтской свиты и песчаниках верхнего байоса — бата, но еще более резко возрастает в породах кошабертской и дебедачайской свит. При испытаниях эти породы обнаруживают заметную пластическую деформацию, тогда как кислые эффузивы после достижения предела прочности испытывают полное разрушение, т. е. упругая деформация в них сменяется хрупкой. Эти различия в характере деформации обуславливаются, по-видимому, преимущественно вторичными изменениями в породах кошабертской и дебедачайской свит. Появление большого количества хлорита в этих породах приводит к повышению их пластичности. С другой стороны, отсутствие заметной остаточной пластической деформации в песчаниках объясняется, вероятно, условиями эксперимента. Можно предполагать, что при значительном всестороннем давлении песчаники, особенно их мелкозернистые разности, обладали способностью течь, так как характер проявления в них складчатых и разрывных нарушений свидетельствует о том, что песчаники при процессах складкообразования испытывали в основном пластическую деформацию.

Важное значение для понимания различий в характере деформации определенных толщ и избирательной локализации в них колчеданного оруденения имеют отчетливые изменения прочностных свойств горных пород в результате метасоматических преобразований. Измененные кислые эффузивы и туфы обладают по сравнению с менее измененными разностями значительно меньшей механической прочностью: временное сопротивление на сжатие, срез и раскол в первых по сравнению со вторыми меньше на 20—30%. Соответственно в кислых вулканогенных породах, подвергшихся интенсивным гидротермальным изменениям, пористость почти в 1,5 раза больше,

чем в малоизмененных кислых эффузивах и их пирокластических аналогах. Поскольку гидротермальные изменения в основе своей предшествовали процессам рудоотложения, обусловленное этими изменениями уменьшение механической прочности и повышение общей проницаемости толщи на определенном участке являлось важным фактором литологического и структурного контроля колчеданного оруденения. Связанная с первичными физико-механическими свойствами и их изменениями при тектонических деформациях и дорудных метасоматических процессах высокая суммарная проницаемость определенной толщи в том или ином участке для рудоносных растворов являлась одной из важнейших причин избирательной локализации колчеданного оруденения и пространственного совмещения даже разновозрастных проявлений гидротермальной деятельности. Большое значение, конечно, сохраняли при этом и химические особенности различных пород и их гидротермально измененных разновидностей.

Из изложенного вытекают следующие выводы.

1. Структурное положение Алавердского рудного района и структурные особенности расположенных в его пределах рудных полей и месторождений определяются приуроченностью района к брахиантисклинальной складке глыбового строения, осложненной мелкими складчатыми структурами и зонами трещиноватости, связанными с краевыми («оконтуривающими»), поперечными и диагональными разрывными нарушениями и межформационными зонами отслаивания и расщепления. Различные пространственные сочетания структурных элементов, осложняющих брахиантисклинальную складку, обуславливают структурные особенности конкретных рудных полей и их положение в общей структуре района. Общими чертами структурного положения рудных полей является их приуроченность к перегибам крыльев брахиантисклинали, наличие в них контактов литологически контрастных толщ и близость к поясу повышенной трещиноватости. Появление в этих участках складчатых и разрывных нарушений высоких порядков определяет индивидуальные особенности структуры отдельных рудных полей.

2. Для Алавердского рудного поля определяющими чертами структуры является наличие на перегибе крыла брахиантисклинали продольной антиклинальной складки, сложенной в ядре кислыми вулканогенными породами верхнего байоса и разбитой надвигом и взбросами субмеридионального направления, а также более мелкими поперечными и диагональными разрывными нарушениями. Определяющими чертами структуры Шамлугского рудного поля являются пересекающиеся между собой серии мелких оконтуривающих, поперечных и диагональных разрывных нарушений. В структурном облике Ахтальского рудного поля главная роль принадлежит мелкой брахиантисклинали вулканотектонического происхождения и рассекающим ее поперечным, диагональным и в меньшей степени «оконтуривающим» разрывным нарушениям. К числу важнейших структурных элементов рудных полей относятся также межформа-

ционные зоны отслаивания и рассланцевания на контактах литологически контрастных толщ.

3. В зависимости от особенностей формирования структуры того или иного рудного поля в одних случаях развиты все рудовмещающие структурные элементы, в других некоторые из них выражены плохо или отсутствуют. В связи с этим оруденение представлено только пластообразными и линзообразными залежами в зонах межформационного отслаивания и рассланцевания, иногда жиллообразными телами и телами прожилково-вкрапленных руд в крутопадающих трещинах или зонах трещиноватости. При развитии всех рудовмещающих структурных элементов на одном и том же участке одновременно локализуются пластообразные и линзообразные тела массивных колчеданных руд и залегающие ниже этих тел непосредственно или после некоторого безрудного промежутка жиллообразные тела или зоны прожилково-вкрапленного оруденения.

4. Таким образом, отчетливо выделяются три структурно-морфологических типа колчеданных месторождений: а) месторождения с пластообразными, линзообразными и штокообразными телами массивных руд в зонах межформационного отслаивания и рассланцевания; б) месторождения с рудными телами жиллообразной и штокверкообразной формы в крутопадающих трещинах и зонах трещиноватости; в) месторождения комбинированной формы с одновременным развитием почти согласных пластообразных и линзообразных тел массивных руд и крутопадающих жиллообразных залежей и зон прожилково-вкрапленного оруденения.

СООТНОШЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С СУБВУЛКАНИЧЕСКИМИ И ЖИЛЬНЫМИ ПОРОДАМИ

Понимание условий образования и закономерностей размещения колчеданных месторождений в значительной мере зависит от выяснения взаимоотношений колчеданного оруденения с производными магматической деятельности, т. е. с теми вулканогенными толщами, субвулканическими телами, интрузивными массивами и дайками жильных пород, которые распространены в рудных полях или в примыкающих к ним частях рудных районов.

Приводившиеся факты свидетельствуют об эпигенетическом происхождении колчеданного оруденения по отношению к рудовмещающим вулканогенным породам среднеюрского возраста. К числу главных аргументов в пользу эпигенетического происхождения колчеданных руд в Алавердском районе относятся следующие: 1) наличие проявлений колчеданной минерализации в перекрывающих колчедановосный нижний вулканогенный комплекс толщах средней и верхней юры при наблюдающемся иногда непрерывном переходе зон прожилково-вкрапленного оруденения из рудовмещающих толщ в вышележащие породы; 2) приуроченность большинства рудных тел к зонам контакта между кислыми вулканогенными породами и перекрывающими их толщами туфогенно-осадочных или вулканогенных

пород среднего и основного состава; 3) постоянно наблюдающаяся в пределах Шамлугского месторождения приуроченность рудных тел к нижним контактам пластообразных залежей плагиогранит-порфиров и микроплагиогранитов, прорывающих в других частях района верхнеюрские отложения; 4) несколько несогласное залегание пластообразных и линзообразных рудных тел, приуроченных к зонам межформационного расчленения и отслаивания по отношению к подстилающим породам.

Те же самые особенности залегания и размещения рудных тел могут быть интерпретированы как доказательство более позднего формирования колчеданного оруденения по сравнению с субвулканическими фациями рудовмещающих вулканогенных пород кислого состава. Между рудными залежами и субвулканическими телами нет отчетливо выраженной пространственной связи, которая могла бы рассматриваться в качестве признаков одновременности формирования руд и субвулканических пород. Не наблюдается и зональное расположение оруденения вокруг одиночных субвулканических тел или их скоплений, хотя всегда субвулканические породы несут следы более или менее интенсивных гидротермальных изменений и иногда содержат вкрапленность, гнездообразные скопления, прожилки и жилы сульфидов.

Ранее излагались данные о том, что процессы регионального метасоматоза, приводившего к пропилитизации вулканогенных пород, приходились в основном на завершающие стадии вулканических циклов, когда происходило внедрение значительной части субвулканических тел.

В пропилитовую ассоциацию всегда входит пирит, возникавший за счет высвобождавшегося при разложении темноцветных минералов железа и привнесенной растворами серы. Постоянно наблюдающаяся раздробленность пирита первой генерации и нередкое пространственное обособление рудных тел серноколчеданного состава могут служить признаком отложения по крайней мере части сплошных серноколчеданных руд в этап регионального метасоматоза на фронте нейтрализации опережающей волны кислотных компонентов.

Большинство данных свидетельствует, однако, о более позднем формировании колчеданных рудных тел медного и барит-полиметаллического состава. Вместе с тем пространственная связь колчеданного оруденения с гранитоидами в Алавердском районе выражена неотчетливо или отсутствует. Только в региональном плане можно говорить о пространственной близости проявлений колчеданного оруденения к телам плагиогранитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, но по отношению к какому-либо конкретному массиву колчеданные месторождения располагаются незакономерно.

Нельзя согласиться с утверждением Б. С. Вартапетяна (1958, 1960) о горизонтальной зональности оруденения, отвечающей по существу батолитовой концепции Эммонса и якобы выражающейся по мере удаления от интрузивов в смене медно-молибденового оруденения серноколчеданными и медноколчеданными рудопроявлениями

и полиметаллическими и барит-полиметаллическими рудами. Эта схема не подтверждается реальными пространственными соотношениями колчеданного оруденения и гранитоидных интрузий. В непосредственной близости от выходов гранитоидов типичные колчеданные рудопроявления в большинстве случаев отсутствуют, хотя иногда внутри гранитоидных массивов и в их экзоконтактовых зонах наблюдаются гидротермальные изменения и вкрапленность сульфидов. Эти гидротермальные изменения с признаками оруденения, известные в юго-западном эндо- и экзоконтакте Шнохского массива и в южном контакте Банушской интрузии, локализируются в секущих зонах северо-западного и северо-восточного простираций. Связь этих зон с проявлениями колчеданной минерализации в большинстве случаев сомнительна. В частности, в этих зонах иногда наблюдается медно-молибденовая минерализация и золото-сульфидное оруденение. Чаще, однако, в таких зонах наблюдается лишь вкрапленность пирита и иногда халькопирита.

Присутствие зон гидротермального изменения и проявлений сульфидной минерализации в гранитоидах является указанием на то, что гидротермальная деятельность продолжалась и после внедрения и застывания гранитных магм, происходившего в процессе складчатости или следовавшего непосредственно за нею. Отсутствие закономерности в размещении проявлений гидротермального оруденения около интрузивов не дает возможности говорить о непосредственной генетической связи оруденения с интрузиями, хотя общность источника магматических расплавов и рудоносных растворов в некоторых случаях является весьма вероятной. С этой точки зрения интерес представляет нахождение в пегматитовых жилах и миароловых пустотах розовых гранитов Шнохского массива выделений халькопирита и пирита, а также данные Г. А. Казаряна и др. (1963) о повышенном содержании меди в гранитоидах Шнохского массива и сопровождающих его жильных образованиях. В плагиогранитах Ахпатского интрузива содержание меди близко к кларковому, значительно повышаясь в пространственно ассоциирующих с массивом дайках. В то же время в гранитоидах Банушского массива и в его жильной серии медь содержится в пониженных количествах.

Важнейшее значение для определения связей колчеданного оруденения с проявлениями магматической деятельности имеет выяснение соотношений колчеданных руд и гидротермальных изменений с дайками. Эти соотношения являются часто очень сложными и недостаточно определенными для решения вопроса об относительном возрасте руды и даек в связи с возможной гетерогенностью гидротермальных новообразований и рудных минералов в дайках и рудовмещающих породах, с незначительностью приконтактового воздействия даек на руды или, наоборот, руд на дайки, с нередкой осложненностью контактов даек с рудами зон рассланцевания и дробления. Вследствие этого существует ряд противоречивых мнений о возрастных соотношениях колчеданных руд с дайками как на различных

месторождениях, так иногда на одном и том же месторождении. Так, одни исследователи считают дайки, развитые на колчеданных месторождениях Северного Кавказа, послерудными (В. И. Смирнов, Т. Я. Гончарова, 1960; Н. С. Скрипченко, 1960), другие относят их к дорудным образованиям (Тузиков, 1959, Нетреба, 1959). В. И. Буадзе (1963) полагает, что дайки Худесского месторождения внедрялись после отложения серноколчеданных руд, но предшествовали медноколчеданному оруденению. На месторождении Левиха на Среднем Урале дайки авгитовых порфиров рассматривались С. Н. Ивановым (1950) как послерудные, А. В. Пэком (1950) как дорудные. В. П. Логинов (1963) приводит доказательства послерудного возраста этих даек.

Разноречивые представления о возрастных соотношениях колчеданных руд с дайками высказывались применительно к колчеданным месторождениям Малого Кавказа и в том числе Алавердского рудного района. Сложность решения задачи о возрастных соотношениях жильных пород и колчеданного оруденения в Алавердском районе усугубляется развитием в его пределах разновозрастных даек, часто концентрирующихся в одних и тех же участках.

Обычно в жильных породах можно наблюдать различные гидротермальные изменения, довольно часто видна вкрапленность пирита и гораздо реже зерна и прожилки халькопирита и других сульфидов. Характер гидротермальных изменений в неподвергавшихся выщелачиванию жильных породах близкого состава независимо от их возраста оказывается в большинстве случаев весьма схожим; в целом изменения отвечают, как правило, пропилитизации в эпидот-хлоритовой фации. Однако интенсивность проявления пропилитизации оказывается заметно различной в жильных породах разного возраста, уменьшаясь при переходе от субвулканических образований к жильным породам мезозойского и палеогенового возраста.

В жильных породах кислого состава, где гидротермальные новообразования представлены главным образом кварцем, серицитом и альбитом, интенсивность изменений уменьшается в том же порядке.

Особенно отчетливо разница в степени метасоматической переработки разновозрастных пород кислого состава наблюдается в Шамлугском рудном поле, где кислые эффузивы верхнего байоса и сопровождающие их субвулканические образования пронизаны дайками плагιοгранит-порфиров или перекрыты их пластообразными залежами. Вскрытое на горизонте — 60 м субвулканическое штокообразное тело липарит-дацитовых порфиров несет интенсивные гидротермальные изменения, в то время как выходящие в виде даек в непосредственной близости от него плагιοгранит-порфиры в значительной мере сохраняют реликты первичного строения и состава.

Различия в степени метаморфизма разновозрастных групп жильных пород в одних и тех же участках подтверждают высказанное ранее положение о длительности и многоэтапности гидротермальных процессов, наиболее мощные проявления которых протекали после завершения формирования вулканогенных толщ, включая внедрение

комагматичных с ними субвулканических образований. В жильных породах мезозойского и тем более палеогенового возраста близкие к пропилитизации изменения выражены значительно слабее, но эти породы также иногда содержат вкрапленность сульфидов — прежде всего пирита, правда, редкую. Более крупные скопления сульфидов наблюдаются в породах, затронутых гипогенным выщелачиванием и последующим осаждением оснований. Гипогенное выщелачивание проявляется не только в вулканогенных толщах, но и в субвулканических телах и в жильных породах мезозойского цикла; в жильных породах палеогенового возраста оно почти незаметно.

В Алавердском рудном поле медная минерализация в жильных породах мезозойского возраста известна в нескольких местах. В южной части рудного поля признаки медного оруденения наблюдаются в субширотной дайке габбро-диабазов. В лежащем боку дайки жильные породы и вмещающие их андезитовые порфиры подверглись окварцеванию, серицитизации и содержат зерна и прожилки пирита и халькопирита. В нескольких случаях вкрапленность пирита и халькопирита в зальбандах субширотных даек андезитовых и диабазовых порфиритов и габбро-диабазов отмечается и в капитальной штольне Алавердского месторождения. В западной части рудного поля следует отметить зону гидротермального изменения в контакте куполообразной залежи плагиогранит-порфиров с вулканогенными породами средней юры в урочище Жанк.

Проявления медного и полиметаллического оруденения в дайках жильных пород наблюдаются и в восточной части района. На участке Тохмах-Кала и на правом берегу р. Учкилиса к юго-западу от Ахталского месторождения вкрапленность пирита и халькопирита встречается в ряде субвулканических даек кислого и среднего состава и в некоторых дайках габбро-диабазов, залегающих среди гидротермально измененных пород дебедачайской свиты. В северо-западной части Ахталского месторождения вкрапленность галенита и сфалерита присутствует в зальбане дайки микроплагиогранитов, подвергшейся дроблению и прорывающей раздробленные же пирокластические породы дебедачайской свиты, а вкрапленность пирита и халькопирита наблюдается в краевой части пластообразной залежи кварцевых диорит-порфиритов в сел. Верх. Ахтала.

Перечисленные случаи нахождения сульфидной минерализации в дайках являются достаточно убедительным доказательством того, что гидротермальные процессы, сопровождавшиеся рудоотложением, происходили после застывания жильных пород или совпадали во времени с их внедрением. При этом наиболее интенсивные процессы минерализации были приурочены к концу периода формирования мезозойского жильного комплекса, ознаменовавшегося внедрением кислых пород. Процессы минерализации, совпадающие с временем внедрения жильных пород палеогенового возраста, в юрском структурном этапе проявились слабо.

Хорошо изученные случаи, когда дайки или пластообразные залежи жильных пород находятся в непосредственном контакте

с массивными медными или полиметаллическими колчеданными рудами, немногочисленны. На Алавердском месторождении соотношения колчеданных руд с дайками габбро-диабазов наблюдались В. Г. Грушевым (1930, 1935) в выработках горизонта ± 0 саж. В соответствии с данными В. Г. Грушевого руда рассекается этими дайками, так как контакты даек резкие.

Такой же резкий характер контактов между рудой и дайкой габбро-диабазов послужил И. Г. Кузнецову основанием для отнесения наблюдавшейся им дайки в штоке Д Шамлугского месторождения к послерудным образованиям. Имеющийся фактический материал по Шамлугскому месторождению свидетельствует о сложности и многообразии пространственных и возрастных соотношений жильных пород и колчеданных руд. Контакты даек и пластовых залежей наиболее распространены на месторождениях жильных пород типа плагиогранит-порфиров с колчеданными рудами также обычно являются резкими. Выяснение соотношений между жильными породами и рудой осложняется описанным ранее постоянно наблюдающимся рассланцеванием в зальбандах даек и пластообразных залежей. Иногда рассланцевание совпадает с полосчатостью, проявляющейся в приконтактных частях залежей.

Соотношения полосчатости с поверхностью контакта между рудой и плагиогранит-порфирами нередко оказываются непостоянными в разных участках одного и того же тела. Так, в северо-западном штреке горизонта $+50$ м нами наблюдался крайне сложный и прихотливый контакт пластовой залежи со штоком КЛ. В призальбандовой части плагиогранит-порфиры подверглись рассланцеванию, которое иногда является грубым, но местами становится тонким и породы превращаются в кварц-серицитовые сланцы. Рассланцевание проявляется на расстоянии до 20 см от контакта, а далее еще примерно на 0,5 м в плагиогранит-порфирах наблюдается довольно тонкая полосчатость, которая повторяет все изгибы контакта залежи тела с рудой. В рудном теле здесь же отмечаются тонкие халькопиритовые прожилки, которые направлены косо, а иногда почти перпендикулярно к поверхности контакта. Таким образом, создается впечатление о послерудном внедрении плагиогранит-порфиров. С другой стороны, на этом же горизонте у ствола шахты в рассланцованных плагиогранит-порфирах, содержащих мелкие округлые обломки серноколчеданной руды, наблюдаются тонкие кварц-кальцитовые и пирит-халькопиритовые прожилки, непосредственно связанные с массивной рудой. Еще более отчетливо дорудное происхождение пород можно видеть на горизонте $+38$ м, где вскрыто продолжение по падению того же контакта штока КЛ. Здесь полосчатость в плагиогранит-порфирах срезается выступами контакта, а отдельные жилы и прожилки, слагающие шток, выполаживаются и увеличиваются в мощности. Четкие соотношения между плагиогранит-порфирами и медноколчеданной рудой видны в штреке 1531 на горизонте -90 м. Рудная жила мощностью около 20 см имеет достаточно резкий контакт с дайкой, в зальбанде которой

породы подверглись интенсивному рассланцеванию. Иногда тонкие (до 3 см) прожилки пирита и халькопирита проникают по сланцеватости в жильные породы (рис. 26).

Вкрапленность и мелкие — размером около 1—2 см — гнезда халькопирита наблюдались в дайке плагиогранит-порфиров в западной очистной камере на горизонте +17 м и на горизонте —215 м в 959 м от устья. В зальбанде этой дайки содержится довольно густая вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. В 1 м ближе к устью штольни выходит дайка сильно измененных андезитовых порфиров, также содержащих вкрапленность сульфидов. Она сечется совершенно свежими и не содержащими никаких признаков сульфидного оруденения гранодиорит-порфиритами.

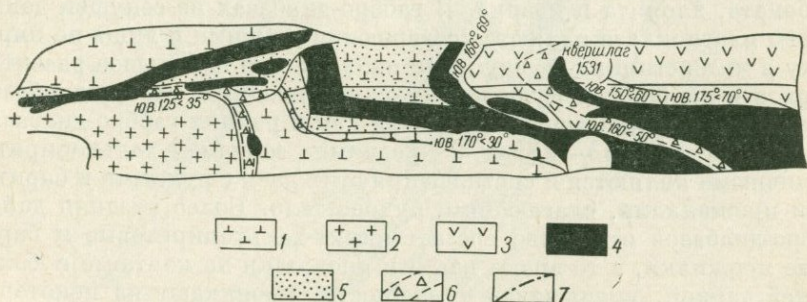


Рис. 26. Соотношения медноколчеданных руд с дайкой плагиогранит-порфиров. Шамлугское месторождение

1 — сильноокварцованные жильные породы; 2 — плагиогранит-порфиры; 3 — туфы андезитовых порфиров; 4 — массивные медноколчеданные руды; 5 — вкрапленные руды; 6 — рассланцованные и раздробленные породы; 7 — разрывные нарушения

Соотношения колчеданных руд с дайками основного и среднего состава наблюдаются на Шамлуге реже, чем соотношения руд с плагиогранит-порфирами. Контакты даек габбро-диабазов с рудой в большинстве случаев являются резкими и прямолинейными. Вкрапленность сульфидов в габбро-диабазе и диорит-порфиритах отсутствует или принадлежит пириту, который обычно образует более крупные кристаллы по сравнению с кристаллами пирита в окружающей руде.

Пересекающие местами дайки габбро-диабазов карбонатные прожилки являются безрудными и, по-видимому, не связаны с основным процессом рудоотложения. Таким образом, как и в случае с плагиогранит-порфирами, создается иногда впечатление о внедрении габбро-диабазов после отложения руд. Это впечатление, однако, оказывается справедливым лишь по отношению к группе более молодых, вероятно, палеогеновых даек габбро-диабазов, тогда как другие дайки того же состава обнаруживают признаки дорудного происхождения.

Очень отчетливо видны соотношения разновозрастных даек габбро-диабазов с колчеданным оруденением в штреке 1607 на гори-

зонте — 32 м, где в измененных кислых туфах наблюдаются вкрапленность, прожилки и более мощные жилы пирита, халькопирита и сфалерита, составляющие в совокупности жилу № 4. Оруденелые туфы пересечены двумя дайками габбро-диабазов северо-восточного простирания, одна из которых, обладая более близким к меридиональному простиранием, залегает полого, а другая круто. В нескольких местах наблюдается отчетливое пересечение пологолежащей дайки крутопадающей дайкой. Контакты этих даек с гидротермально измененными породами и рудой являются, как и в других случаях, прямыми и резкими. Степень изменения пород в каждой из даек различная. В ранних габбро-диабазов лейсты плагиоклаза и зажатые между ними выделения пироксена нацело замещены агрегатом карбоната, хлорита и кварца. В габбро-диабазов из секущей дайки лейсты плагиоклаза являются совершенно свежими и лишь по пироксену в интерстициях между ними наблюдается небольшое развитие хлорита и карбоната. Рудный минерал в поздних габбро-диабазов принадлежит титано-магнетиту, тогда как в ранних габбро-диабазов развиты сульфиды — пирит с редкими зернами халькопирита. Различными являются и соотношения этих даек с рудными и баритовыми прожилками, слагающими рудное тело. Более поздняя дайка габбро-диабазов отчетливо срезает пирит-халькопиритовые и баритовые прожилки, в то время как эти прожилки на контакте с более ранней дайкой, уменьшаясь в мощности, проникают на некоторое расстояние в рассланцованную призальбантовую оторочку.

Еще более эффектно дорудное происхождение дайки габбро-диабазов было выражено в рассечке 1637, пройденной из восстающего между +17 м и —11 м горизонтами. Эта дайка, залегая в кислых вулканогенных породах верхнего байоса, была раздроблена в зоне, ориентированной несколько косо по отношению к контакту дайки. Возникшие при дроблении остроугольные и неправильные обломки габбро-диабазов размером до 2—3 см сцементированы полиметаллической рудой, состоящей из сфалерита, халькопирита, галенита и пирита.

На Ахталском месторождении соотношения оруденения с дайками в принципе такие же и подчеркивают разновозрастность проявлений глубинной магматической деятельности. Обладая, как правило, прямыми и резкими контактами, одни из даек в зонах гидротермального изменения и среди руд несут следы интенсивного дробления, рассланцевания и метасоматоза, другие, находясь в пространственной близости к первым, являются массивными и почти неизмененными. Такие различия наблюдаются в кварцлагере 21 штольни № 16, где среди полиметаллических руд проходят две дайки габбро-диабазов северо-восточного простирания, но с различным падением. В дайке с северо-западным падением наблюдаются интенсивные хлоритизация, окварцевание и карбонатизация, а в зальбандах содержатся вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита, сфалерита и галенита и более поздние карбонатные прожилки (рис. 27). Габбро-диабазы в дайке с северо-восточным падением

почти не затронуты изменениями, хотя в зальбандах сопровождаются прожилками белого барита.

Совокупность пространственных соотношений даек и других проявлений магматической деятельности с гидротермально измененными породами и сульфидной минерализацией дает возможность с большей или меньшей уверенностью определить место колчеданного оруденения в магматических процессах. Из приводившихся выше наблюдений и соображений достаточно обоснованным представляется вывод о том, что формирование колчеданных руд медного,

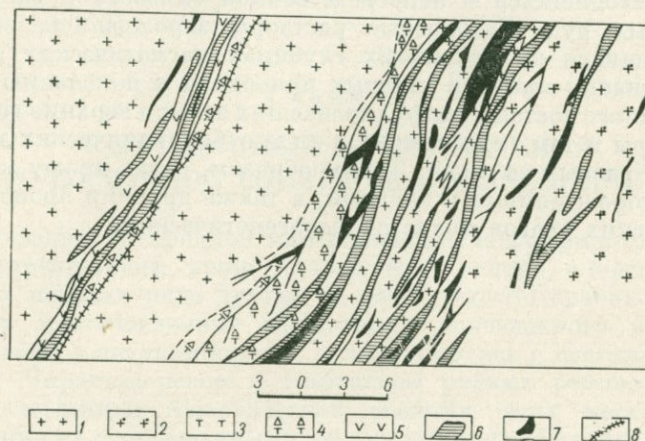


Рис. 27. Рудные прожилки в дайке габбро-диабазов. Ахтальское месторождение

1 — липарит-дацитовые порфиры; 2 — окварцованные порфиры с вкрапленностью пирита; 3 — габбро-диабазы; 4 — раздробленные и хлоритизированные габбро-диабазы; 5 — кварц-хлоритовые породы; 6 — кварц-пирит-халькопиритовые прожилки; 7 — сфалерит-галенитовые прожилки; 8 — карбонатные прожилки

медно-цинкового, полиметаллического и барит-полиметаллического состава совпадало в основном с завершающими стадиями мезозойского тектоно-магматического цикла. Время отложения главной массы колчеданных руд было наиболее близким ко времени внедрения даек и пластообразных тел микроплагิโอгранитов и плагиигранит-порфиров, с которыми рудные тела часто обнаруживают тесную пространственную связь. Часть руд преимущественно серноколчеданного состава, вероятно, возникла раньше, в результате перераспределения веществ при процессах регионального метасоматоза, во времени отвечавших широкому внедрению связанных с каждым вулканогенным комплексом субвулканических образований.

Связь колчеданных месторождений района с юрско-нижнемеловым тектоно-магматическим комплексом, в состав которого входят комагматичные вулканогенные толщи, субвулканические образования, гипабиссальные интрузивные и жильные породы, является выражением универсальной связи колчеданного оруденения с маг-

магматическими комплексами начальных и ранних этапов развития подвижных поясов земной коры.

Однако формирование магматических комплексов, включая жильные серии, и гидротермальная деятельность представляли совокупность сложных процессов, протекавших в значительной мере автономным путем и связанных зачастую лишь общностью первичного очага. Вследствие этого нельзя говорить о том, что непосредственным источником рудных веществ были те или иные порции магматических расплавов, застывавшие в виде пластообразных залежей и даек, находящихся в непосредственной близости к скоплениям колчеданных руд. Рудоносные растворы зарождались, вероятно, в находившихся на различных глубинах магматических камерах, дифференциация магмы в которых приводила к появлению расплавов различного состава, интродуцировавших затем в верхние горизонты земной коры и там застывавших в виде субвулканических тел, даек и пластообразных залежей. Таким образом, связь между колчеданными месторождениями и дайками, а также другими производными магматических очагов является парагенетической.

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ СОМХЕТО-КАРАБАХСКОЙ ЗОНЫ

Проявления сульфидной минерализации колчеданного типа широко распространены, кроме Алавердского района, в юрских вулканогенных породах ряда других частей Сомхето-Карабахской зоны. Наиболее многочисленные проявления колчеданного оруденения наблюдаются в антиклинориях, концентрируясь в основном в Кедабекском, Чирагидзорском и Кафанском рудных районах.

Характеристика геологической позиции этих месторождений и сравнение их с колчеданными месторождениями Северной Армении важны для более глубокого понимания условий формирования колчеданного оруденения и закономерностей размещения его на Малом Кавказе.

Кедабекский рудный район находится в пределах Шамхорского антиклинория, располагаясь в его центральной и юго-западной частях на стыке с Дашкесанским синклинием. В строении Кедабекского рудного района главную роль играют юрские осадочные и вулканогенные породы, прорванные разновозрастными гипабиссальными и жильными образованиями. Разрез района сложен нижней вулканогенной толщей нижнебайосского возраста, толщей кислых вулканогенных пород или так называемых «кварцевых порфиров» верхнего байоса, батской осадочно-вулканогенной толщей и отложениями келловей, оксфорда и кимериджа, развитыми преимущественно в смежных частях Дашкесанского синклинория.

Нижняя вулканогенная толща, являющаяся возрастным аналогом дебедачайской свиты Алавердского района, в Шамхорском антиклинории достигает мощности 2000 м. Сложена она андезитовыми и диабазовыми порфиритами с большим, но все же подчиненным количеством их пирокластических аналогов. По сравнению с Алавердским районом в толще большим распространением пользуются основные эффузивы и их туфы. Нижняя вулканогенная толща без углового несогласия перекрывается толщей «кварцевых плагиопорфиров», среди которых встречаются прослои туфов и туффигов с фауной

верхнего байоса. Пирокластические и туфогенно-осадочные породы в составе толщи имеют, по данным Р. Н. Абдуллаева (1963), Ш. А. Азизбекова (1947), Г. И. Керимова (1961, 1963) и др., подчиненное значение по сравнению с кислыми эффузивами. В последних плагиоклаз в большинстве случаев принадлежит кислому андезину, лишь спорадически затронутому альбитизацией. Мощность толщи достигает в центральной и северной частях Шамхорского антиклинория и особенно в бассейне Дзегам-чая 600—700 м, уменьшаясь на юго-западном крыле антиклинория, в Кедабекском рудном районе, до 200—300 м, а на самом месторождении не превышает 120—150 м.

«Кварцевые плагиопорфиры» с разрывом перекрываются батской толщей, сложенной преимущественно пирокластическими породами андезитового и частично дацитового состава с подчиненными потоками и покровами самих эффузивов и прослоями туфогенно-осадочных пород. Мощность батской толщи в рудном районе составляет 300—400 м.

Широким развитием в районе пользуются субвулканические, гипабиссальные и жильные породы, являющиеся вместе с вулканогенными толщами составными частями сложного юрско-неокомового магматического комплекса. Субвулканические тела в виде пластообразных и штокообразных залежей, не совсем удачно названных Р. Н. Абдуллаевым (1958, 1963) субинтрузивными образованиями, сложены породами, близкими по петрографическим и петрохимическим особенностям к соответствующим эффузивам.

Гипабиссальные породы гранитоидного состава частично имеют, судя по некоторым геологическим данным и калий-аргоновым определениям, предбатский (возможно, нижебатский) возраст, но большинство их по возрасту относится к неокому или, по Э. Ш. Шихалибейли (1966), — к верхней юре. Среднеюрские интрузии, представленные довольно крупным Атабек-Славянским и меньшим Гильанбирским массивами, сложены главным образом плагиогранитами. К неокомским интрузиям относится Кедабекский массив, в строении которого, по данным Г. И. Керимова (1967), участвуют габброиды, выходящие в центральных частях интрузива и внедрившиеся в первую стадию его формирования, и более широко распространенные кварцевые диориты.

Тектоника Кедабекского района, занимающего краевое положение в Шамхорском антиклинории, определяется развитием складок северо-западного простирания, осложненных рядом разрывных нарушений продольного и поперечного направлений. В целом складки являются брахиформными, обладая пологими (10—20°) углами падения крыльев. При общем северо-западном простирании складчатых структур оси некоторых складок имеют субмеридиональное направление, образующее большой угол с простиранием антиклинория. Субмеридиональным простиранием, в частности, обладает Кедабекская антиклинальная складка, осложняющая Арыхдамское поднятие, на северном крыле которого находится Битти-Булахское,

Новогореловское месторождения и ряд других рудопроявлений, а на южном — Кедабекское рудное поле.

Кедабекское рудное поле благодаря давно известному Кедабекскому месторождению, являвшемуся еще в XIX веке объектом интенсивной разработки, детально исследовалось Е. С. Федоровым (1903), Н. С. Успенским (1910), К. Н. Паффенгольцем (1932), Р. Н. Абдуллаевым, И. Н. Ситковским, Г. Х. Эфендиевым (1957) и т. д. Особенно подробно петрографию рудовмещающих толщ рудного поля и всего Кедабекского рудного района и геологические условия формирования находящихся здесь колчеданных месторождений изучал Г. И. Керимов (1958, 1961, 1963).

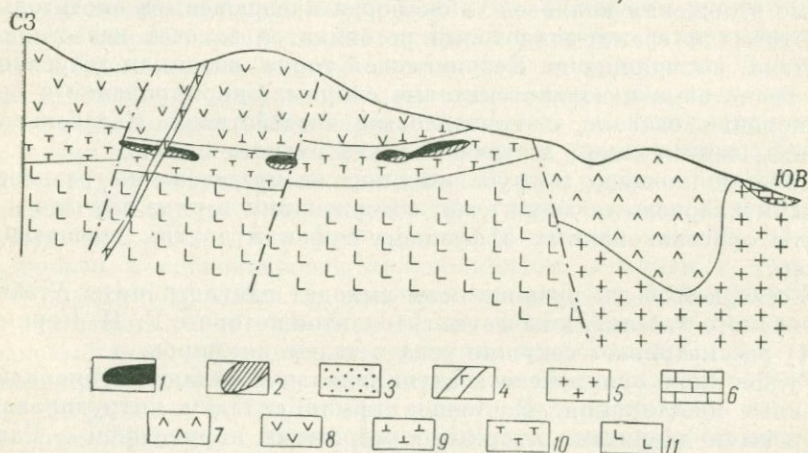


Рис. 28. Схематический геологический разрез через Кедабекское рудное поле

1 — медноколчеданные руды; 2 — серноколчеданные руды; 3 — скалны; 4 — габбро-диабазы; 5 — диориты и кварцевые диориты; 6 — известняки; 7 — роговики и ороговикованные песчаники и туфы; 8 — андезитовые порфиры, их туфы и вулканические брекчии; 9 — фельзит-порфиры; 10 — липарит-дацитовые порфиры, дацитовые порфиры, их туфы и вулканические брекчии; 11 — диабазовые и андезитовые порфиры с прослоями туфов и туфобрекчий

В строении Кедабекского рудного поля участвуют нижняя вулканогенная толща, «кварцевые плагиопорфиры», осадочно-вулканогенная толща бата, терригенно-осадочная толща келовоя — нижнего оксфорда и известняки лузитана, прорванные гипабиссальными и жильными образованиями (рис. 28). Наибольшим распространением пользуются, кроме интрузивных пород, «кварцевые плагиопорфиры», состоящие в основном из кварца и среднего плагиоклаза и отличающиеся микропйкилитовой, сферолитовой или иногда микрогранитовой структурой основной массы. По составу они отвечают липарит-дацитовым порфирам. Некоторые разновидности, вероятно, имеют субвулканическое происхождение, как это предполагает и Г. И. Керимов (1963), называя эти разновидности плагиогранит-порфирами. В. И. Алиев (1964) всю толщу липарит-дацитовых порфиров рудного поля относит к субвулканическим образованиям, также называя их плагиогранит-порфирами.

Подстилающая порфиры нижняя вулканогенная толща представлена здесь сильно измененными диабазовыми и андезитовыми порфиритами, превращенными в гранат-эпидотовые, пироксен-эпидотовые и другие роговики, в свое время выделенные Е. С. Федоровым (1903) под названием кедабекитов.

Широкое развитие в рудном поле имеет осадочно-вулканогенная толща бата, трансгрессивно залегающая на толще порфиров. Среди батских пород наблюдаются андезитовые и иногда дацитовые порфириты и туфы и вулканические брекчии среднего состава.

С востока с «кварцевыми плагипорфирами» по Главному Кедабекскому разлому граничат породы верхней юры. Терригенно-осадочные отложения келловей — оксфорда превращены в биотитовые, эпидотовые и гранат-эпидотовые роговики, а за счет известняков лузитана, выходящих на Везувиановой горке, возникли везувиановые, гранатовые и волластонитовые скарны. Скарнирование и ороговикование связано с контактовым воздействием Кедабекского массива, занимающего восточную часть рудного поля.

На этой площади интрузивные породы представлены разноминеральными кварцевыми диоритами, содержащими в ряде случаев ксенолиты ороговикованных эффузивов, туфов и других вмещающих пород.

В северной части рудного поля выходят плагииграниты Атабек-Славянского массива, в качестве спутников которого Г. И. Керимов (1964) рассматривает секущие тела в толще порфиров.

Рудное поле приурочено к антиклинальной складке субмеридионального простирания. Восточное крыло складки интродуцировано кварцевыми диоритами и срезано разрывным нарушением — Главным Кедабекским разломом, по которому породы нижней вулканогенной толщи и «кварцевые плагипорфиры» с сопровождающими их субвулканическими образованиями находятся в контакте с отложениями верхней юры. В западной части месторождения отмечается еще ряд субмеридиональных разрывных нарушений различной амплитуды. Движения по субмеридиональным нарушениям выражены в одних случаях взбросами, в других — нормальными сбросами. Главный Кедабекский разлом привел к сбросовому перемещению верхнеюрских отложений, по данным Г. И. Керимова (1963), на 400—500 м. Крупным разрывным нарушением этого же направления является проходящий в западной части месторождения Федоровский сброс, имеющий падение на юго-запад и амплитуду смещения около 200 м.

Другая система разрывных нарушений представлена более поздними сбросами и взбросами северо-восточного простирания. Амплитуда смещения по ним не превышает обычно нескольких метров или первых десятков метров. Разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простирания сопровождаются оперяющими трещинами, частично идущими параллельно швам разрывных нарушений, частично проходящими под тем или иным углом к ним. Интенсивность трещиноватости меняется в зависимости от положения того

или иного участка в складчатой структуре района и от петрографических особенностей слагающих участков пород. Это влияет, в частности, на размещение даек жильных пород. Они концентрируются в интенсивно разбитой тектоническими трещинами полосе, примыкающей к Главному Кедабекскому разлому. В толще порфиров, кроме крутопадающих тектонических трещин, широко развиты пологопадающие трещины, концентрирующиеся особенно близ контакта с лежащей выше верхней вулканогенной толщей с образованием зоны межформационного отслаивания и рассланцевания.

В пределах Кедабекского месторождения было известно 15 колчеданных рудных тел, иногда связанных между собой жилообразными залежами или рудными прожилками. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит, а нерудными — кварц и барит, представленные несколькими генерациями (Эфендиев, 1957). В числе второстепенных и акцессорных минералов присутствуют арсенопирит, тетраэдрит, теннантит, магнетит, пирротин. Последние два минерала встречаются в телах, расположенных ближе к контакту с интрузивным массивом. В рудах резко преобладают пирит и халькопирит, и месторождение принадлежит к типичным медным месторождениям колчеданной формации. Пирит обычно раздроблен и сцементирован халькопиритом, кварцем и другими более поздними рудными и нерудными минералами. Вследствие этого для руд весьма характерна брекчиевидная текстура; широко распространены также массивная, вкрапленная и прожилковая текстуры. Пространственная близость к гранитоидам обусловила относительно широкое развитие в Кедабекском рудном поле проявлений средние- и высокотемпературных ступеней метасоматоза, выраженных ороговикованием и скарнированием осадочных и вулканогенных образований. За пределами экзоконтактной зоны интрузива вулканогенные породы несут преимущественные следы пропилитизации и гипогенного выщелачивания, особенно интенсивно проявившегося в толще кислых вулканогенных пород. В результате выщелачивания и переотложения выщелоченных компонентов порфиры в центральной части месторождения превращены в различные по составу измененные породы (вторичные кварциты), часто полностью потерявшие реликты первичного строения за исключением выделений кварца. Резко преобладающим развитием пользуются гидротермально измененные породы простого состава — кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и почти мономинеральные кварцевые разности. Вследствие высокого прогрева в экзоконтакте массива довольно часто во вторичных кварцитах встречаются биотит и мусковит. В. И. Алиев (1964) отмечает также присутствие в некоторых разностях андалузита, ортоклаза, флюорита. Весьма интересными и важными с генетической точки зрения являются соотношения скарнированных и ороговикованных пород с проявлениями гипогенного выщелачивания. Эти соотношения достаточно отчетливо видны в породах нижней вулканогенной толщи, где высокотемпературные гранат-пироксен-эпидотовая, плагиоклаз-биотитовая и плагиоклаз-

диопсидовая ассоциации, слагающие роговики, замещаются ассоциацией кварца, карбоната, хлорита и серицита. В эту ассоциацию обычно входит и пирит. Такое же замещение средне- и высокотемпературных ассоциаций наблюдается в роговиках и скарнах, образовавшихся за счет осадочных и вулканогенных пород верхней юры.

Правда, Г. Х. Эфендиев (1957) и В. И. Алиев (1964) считают, что ороговикование и скарнирование происходило позже отложения колчеданных руд, а гистерогенное разложение роговиков и скарнов обусловлено воздействием гидротермальных растворов, не связанных с колчеданным рудообразованием. Однако замещение роговиков низкотемпературной кварц-серицит-хлоритовой ассоциацией в породах нижней вулканогенной толщи и ее постепенная смена кварц-серицитовой ассоциацией в гидротермально измененных порфирах являются достаточно веским свидетельством более позднего проявления процессов гипогенного выщелачивания и рудоотложения по сравнению с ороговикованием и скарнированием. С другой стороны, несомненно и до внедрения кварцевых диоритов вулканогенные породы юрского возраста были охвачены достаточно интенсивными гидротермальными изменениями, отвечавшими региональному послевулканическому метасоматозу, о чем говорит, в частности, спорадическая мусковитизация серицита в измененных порфирах и замещение хлорита биотитом в породах нижней вулканогенной толщи. При региональном послевулканическом метасоматозе образовывался в том или ином количестве пирит, возможно, слагавший в некоторых случаях более или менее крупные тела массивных серноколчеданных руд. Г. И. Керимов (1958, 1963), Ш. А. Азизбеков и др. (1958, 1962) полагают, что пирит, концентрирующийся в нижних частях рудных тел, отлагался намного раньше халькопирита и сфалерита. Образование серноколчеданных руд по представлениям этих исследователей связано с гидротермальными процессами, происходившими после внедрения плагиогранитов Атабек-Славянского массива, а медные и медно-цинковые руды сформировались в завершающие стадии становления Кедабекского интрузивного комплекса. Если согласиться с этим, то разрыв во времени между отложением серноколчеданных и медноколчеданных руд достигает одного периода (начало бата для серноколчеданной минерализации и конец неокма для медного оруденения). Н. С. Успенский (1910) также говорил о значительном разрыве во времени между отложением серноколчеданных и медных руд в одних и тех же рудных телах, считая, что первые отложились до внедрения даек габбро-диабазов, в то время как вторые являются более поздними, чем эти дайки. По данным Н. С. Успенского, вдоль даек, обладающих резкими контактами с серноколчеданными рудами, в контурах рудных тел почти всегда идут тонкие прожилки чистого халькопирита, иногда внедряющиеся в жильные породы, которые наблюдаются и в Кедабекском массиве, рассекая его. Это является дополнительным свидетельством формирования рудных тел после внедрения интрузивных пород. Другим доказательством относительно позднего возраста колчеданного ору-

денения на месторождении служит появление в рудных телах близ контакта с массивом пирротина, что свидетельствует, очевидно, о наличии перпендикулярного контакту геотермического градиента во время отложения руды. Наблюдающаяся в рудных телах зональность, которая выражается в смене по вертикали пиритовых руд халькопиритовыми и халькопирит-сфалеритовыми, говорит скорее всего об отсутствии слишком большого разрыва во времени формирования серноколчеданной и медной минерализации.

В размещении оруденения отчетливо наблюдаются общие для всех колчеданных месторождений закономерности, заключающиеся в строгой приуроченности концентраций руд к толще порфиров и залегании их в тех участках, где эта толща интенсивно деформирована с развитием зон межформационного отслаивания и рассланцевания и разрывных нарушений продольного, поперечного и диагонального по отношению к складчатой структуре направления.

Чирагидзорский рудный район приурочен к Гекгельскому антиклинорию, в строении которого участвуют толща порфиров верхнего байоса, осадочно-вулканогенная толща батского возраста, субвулканические, жильные и гипабиссальные образования, а также наблюдающиеся в смежных частях Дашкесанского синклинория отложения верхней юры и верхнего мела. Выходящая в ядре брахиантиклинали толща порфиров имеет видимую мощность около 300—500 м. Сложена эта толща светло-серыми и светло-фиолетово-серыми липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами, содержащими вкраплениями кварца и полевого шпата (альбит до андезина № 30—35). Среди порфиров Р. Н. Абдуллаев (1963) отмечает прослои туфов и туфовых брекчий кислого состава, концентрирующиеся в верхней части толщи или приуроченные к кровле потоков, имеющих мощность от 50 до 200 м. М. А. Кашкай (1955, 1956) в средней части толщи выделяет более или менее выдержанный горизонт туфов, туфовых брекчий и туфогенных песчаников. В целом в толще резко преобладают эффузивы и субвулканические образования; пирокластические породы составляют не более 10% ее объема.

Толща порфиров с небольшим несогласием перекрывается батской толщей, в составе которой на склонах горы Пант наблюдаются андезитовые порфириты, туфы, туфобрекчий, туфогенные песчаники и лежащие в основании толщи конгломераты. Общая мощность батской толщи на склонах горы Пант составляет около 600 м.

Интрузивные породы, кроме субвулканических образований, в пределах рудного района пользуются незначительным развитием. В Гекгельском антиклинории известен лишь Бахшидзорский массив, выходящий к северу от месторождения Чирагидзор. Сложен этот массив порфировидными кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами, прорывающими липарит-дацитовые порфиры и батскую толщу. Возраст массива считается нижнемеловым (Азизбеков и др., 1955). Однако явно близповерхностный характер пород и их петрографическая и петрохимическая близость к некоторым разновидностям порфиров (Азизбеков и Пашалы, 1954), имеющих,

вероятно, субвулканическое происхождение, позволяют предполагать донижнемеловой возраст этого массива. Вероятно, породы массива представляют внедрившиеся в батское время последние дериваты магматического очага, поставившего материал при формировании толщи порфиров. Подтверждением этому может служить наличие в батской толще к востоку и северо-востоку от пос. 101-й пикет даек липарит-дацитовых порфиров. Встречаются также дайки габбро-диабазов и диорит-порфиров (по Р. Н. Абдуллаеву, 1963, В. И. Алиеву, 1956, Э. Ш. Шихалибейли, 1964 — диабазов и диабазовых порфиров и плагиоклазовых порфиров) более глубинного происхождения.

Важное значение имеет приуроченность даек глубинного и субвулканического происхождения к одним и тем же тектоническим трещинам, чаще всего трещинам северо-восточного субмеридионального простирания, подчеркивающая длительность развития структуры. Эти трещины закономерно сочетаются с другими системами трещин и со складчатой структурой района — антиклинальной складкой, вытянутой в северо-западном направлении и обладающей несколько асимметричным строением — северное крыло ее падает под углами $15-20^\circ$, а южное — $30-40^\circ$. Брахиантиклиналь в некоторых случаях осложнена более мелкими складками, оси которых частично ориентированы параллельно оси брахиантиклинали, частично идут под углом к ней.

Широко распространены в Чирагидзорском районе разрывные нарушения различной ориентировки. Наиболее отчетливо выраженными и играющими важную роль в локализации проявлений интрузивной и гидротермальной деятельности являются разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного субмеридионального и частично северо-восточного, но близкого к широтному направления. По данным Ш. А. Азизбекова (1947), наиболее древними являются разрывные нарушения северо-западного направления, затем разрывные нарушения северо-восточного простирания и, наконец, субширотные трещины.

Наиболее древние трещины северо-западного простирания часто выполнены дайками жильных пород субвулканического и глубинного происхождения; иногда в этих трещинах наблюдаются и гидротермальные новообразования. Однако более интенсивные проявления гидротермальной деятельности локализуются в зонах разрывных нарушений субмеридионального северо-восточного простирания, в которых встречаются и дайки жильных пород. Наиболее молодые тектонические трещины субширотного простирания, по Ш. А. Азизбекову (1947), не сопровождаются гидротермальными изменениями; они фиксируются лишь по относительному смещению различных блоков и развитию зон дробления и расщепления. Расщепление наблюдается и вдоль разрывных нарушений других направлений.

Разрывные нарушения по площади распределены неравномерно, в ряде мест сгущаясь и образуя пояса повышенной трещиноватости, в которых в значительной мере локализуются проявления гидротер-

мальной деятельности и дайки жильных пород. Особенно заметен пояс повышенной трещиноватости, проходящий на северо-западном погружении Гекгельской брахиантиклинали несколько восточнее антиклинального перегиба горы Пант. Этот пояс имеет ширину около 1—1,5 км и локализует в себе большое количество даек жильных пород и проявлений гидротермальной деятельности.

К пересечению этим поясом осевой части Гекгельской брахиантиклинали приурочено Чирагидзор-Тоганалинское рудное поле, в котором расположены Чирагидзорское и Тоганалинское серноколчеданные месторождения и находящийся между ними Чирагидзор-Тоганалинский участок (рис. 29). Эти месторождения и рудное поле изучались К. Н. Паффенгольцем (1928), Р. Н. Абдуллаевым, Г. И. Керимовым, Ш. А. Азизбековым (1947), Э. Ш. Шихалибеги, В. И. Алиевым (1956), Г. Х. Эфендиевым (1957) и др.

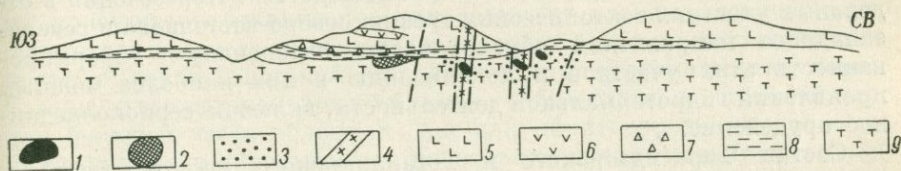


Рис. 29. Схематический геологический разрез через Чирагидзор-Тоганалинское рудное поле

1 — массивные серноколчеданные руды; 2 — прожилково-вкрапленные руды; 3 — вкрапленные руды; 4 — габбро-диабазы; 5 — андезитовые порфиры; 6 — туфы; 7 — туфобрекчии; 8 — туфогенные песчаники, конгломераты; 9 — липарит-дацитовые порфиры

В разрезе рудного поля участвуют толща порфиров и батская осадочно-вулканогенная толща, прорванные рядом субвулканических тел, даек жильных пород и кварцевыми диоритами и диорит-порфиритами Бахшидзорского массива. В составе толщи порфиров преобладают кислые эффузивы; весьма подчиненную роль играют туфы и туфовые брекчии того же состава, а также туфогенные песчаники и алевролиты. Обломки туфов, туфогенных песчаников и алевролитов наблюдались нами среди измененных липарит-дацитовых порфиров.

В основании батской вулканогенной толщи местами развит мало-мощный невыдержанный горизонт конгломератов и туфогенных песчаников. В составе гальки в конгломератах, развитых на Чирагидзорском месторождении, присутствуют кроме андезитовых порфиров и их туфов липарит-дацитовые порфиры и их пирокластические аналоги. Нередко обломки порфиров и их туфов окварцованы, серицитизированы и содержат более или менее густую вкрапленность пирита.

Структура Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля определяется его положением на пересечении погружения Гекгельской брахиантиклинали поясом повышенной трещиноватости северо-восточного простирания.

Важнейшим элементом структуры рудного поля являются локализуемые преимущественно в поясе повышенной трещиноватости разрывные нарушения субмеридионального простирания, а также более древние, хуже заметные, разрывные нарушения северо-западного направления. Разрывные нарушения субмеридионального направления протягиваются по простиранию на сотни метров, в то время как пояс повышенной трещиноватости имеет длину около 5 км, прослеживаясь от долины ручья Тоганалысу до верхнего и среднего течения ручья Бахшидзор. В более значительном количестве разрывные нарушения субмеридионального простирания наблюдаются в западной части рудного поля.

Разрывные нарушения северо-западного направления выражены в настоящее время в одних случаях взбросами, в других — сбросами. Амплитуда смещения по ним обычно не превышает нескольких метров, смещение часто не наблюдается. Пересечения в отдельных участках тектонических трещин северо-восточного и северо-западного направлений обуславливают интенсивную деформированность этих участков и локализацию в них наиболее мощных проявлений гидротермальной деятельности, включая серноколчеданное оруденение.

Состав Чирагидзорского и Тоганалинского месторождений и других рудопроявлений района является относительно простым. Резко преобладающим рудным минералом является пирит, который вместе с кварцем составляет до 95—98% объема руды. Кроме того, по Г. Х. Эфендиеву (1957), в рудах постоянно, но в виде незначительной примеси присутствуют халькопирит, борнит, теннантит, серицит, хлорит, барит и т. д. В одном участке встречено также небольшое гнездообразное тело халькопирит-сфалеритовой руды, содержащей блеклые руды и галенит; нерудные минералы здесь представлены кварцем, баритом и карбонатом. Серноколчеданные руды обычно обладают массивной или вкрапленной текстурами. Г. Х. Эфендиевым (1957) и В. И. Алиевым отмечаются также губчатая, петельчатая, брекчиевая и брекчиевидная текстуры.

Широко проявились в пределах рудного поля и особенно близ рудных тел гидротермальные изменения вмещающих пород, изучавшиеся В. И. Алиевым (1956, 1964). Наиболее интенсивные изменения проявляются в толще кислых вулканогенных пород в тех участках, где породы этой толщи интенсивно деформированы. Здесь породы окварцованы, серицитизированы, каолинизированы вплоть до превращения в существенно кварцевые, кварц-серицитовые и кварц-каолиновые породы, часто не сохраняющие никаких реликтов первоначального строения и состава. Исключительный интерес представляет довольно широкое нахождение в околорудных измененных породах высокоглиноземистых минералов — зуниита, диаспора, андалузита, топаза, пирофиллита, а также флюорита, что было отмечено В. И. Гоньшаковой (1950) и подробно охарактеризовано В. И. Алиевым (1956). Высокоглиноземистые минералы входят в ассоциацию с кварцем, иногда серицитом или каолинитом,

лишь изредка (зуниит) образуя мономинеральные разности. Кроме этих минералов, в околорудных измененных породах Чирагидзора встречаются рутил, апатит, карбонат, хлорит. В породах батской толщи гидротермальные изменения выражены преимущественно в хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации с образованием пропилитовой ассоциации, в которую входят также кварц и рассеянный пирит. В некоторых шлифах устанавливается, кроме того, пумпеллит. Местами широко развит гематит. В целом измененность пород батской толщи по сравнению с липарит-дацитовыми порфирами менее заметна. Большой интерес представляет изучение изменений в обломках липарит-дацитовых порфиров в базальных конгломератах батской толщи. Некоторые из этих обломков сохраняются относительно свежими, другие подвергались гипогенному выщелачиванию и содержат вкрапленность пирита. М. А. Кашкай (1955), В. И. Алиев (1956) рассматривают эти обломки как гальки, считая их присутствие в конгломератах одним из главных доказательств добатского возраста серноколчеданного оруденения, его сингенетичности с верхнебайосской толщей кислых вулканогенных пород. С этим утверждением вряд ли можно согласиться, по крайней мере для большей части обломков, так как пиритизированные обломки не несут следов окисления и в некоторых случаях соединяются тонкими кварцевыми прожилками с гидротермально измененными порфирами, подстилающими конгломераты.

В размещении различных фаций измененных пород обнаруживается более или менее отчетливая метасоматическая зональность. В центральной части блока гидротермально измененных порфиров развиты существенно кварцевые породы с высокоглиноземистыми минералами; местами встречаются мономинеральные зуниитовые породы (Зуниитовая горка). По своему положению породы с высокоглиноземистыми минералами отвечают внутренним фациям вторичных кварцитов, по Н. И. Наковнику (1964); они приурочены к зоне наиболее интенсивной циркуляции растворов в полосе, разбитой Ксюшинлогским сбросом. Восточнее этой полосы распространены кварц-каолиновые с диаспором и пирофиллитом породы, сменяющиеся далее породами кварц-серицитового и кварц-серицит-хлоритового состава. Последние отвечают внешней фации вторичных кварцитов Н. И. Наковника (1964). Серноколчеданные руды Чирагидзора приурочены по нашим наблюдениям к контакту кварц-каолиновой (по Н. И. Наковнику, 1964, глинистый минерал в этой зоне представлен не каолинитом, а дикситом) и кварц-диаспоровой зон с внешней зоной кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых пород, хотя вкрапленность и прожилки пирита встречаются в значительном количестве и внутри последних и частично во внутренних зонах. В. И. Алиев (1956) приводит другую схему зональности, указывая, что по направлению от серноколчеданных руд происходит смена кварц-диаспоровых пород кварц-зуниитовыми, затем зуниит-флюорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми и существенно кварцевыми породами.

Отмеченная нами зональность наблюдается к востоку от зоны разрывных нарушений в их лежащем боку. В всячем боку породы с высокоглиноземистыми минералами сразу сменяются кварц-серицитовыми породами без промежуточной зоны аргиллизированных пород.

Важное значение для понимания генетических особенностей серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля является отчетливо выявляющееся затухание гидротермальных изменений книзу от кровли толщи порфиров. По всем скважинам ниже глубины 120—150 м от кровли вскрываются практически неизменные породы с сохранившимся плагиоклазом, а кверху интенсивность проявлений гипогенного выщелачивания прогрессивно нарастает, достигая максимальных значений в зоне контакта с вулканогенной толщей бата. Параллельно с этим увеличивается интенсивность пиритизации, наиболее крупные тела серноколчеданных руд появляются лишь в относительно узкой зоне контакта толщи порфиров с перекрывающими породами.

Наиболее интересные в практическом отношении рудные тела Чирагидзорского месторождения сложены массивными рудами и имеют форму несколько уплощенных и удлинённых в вертикальном направлении штоков, имеющих длину до 120 м. На Тоганалинском месторождении развиты только вкрапленные руды, а промежуточный Чирагидзор-Тоганалинский участок отличается и промежуточным морфологическим характером рудного тела, представляющего собой уплощенную штокообразную залежь, в которой сложенная массивными рудами небольшая центральная часть окружена прожилково-вкрапленными рудами.

Приведенные в работах Ш. А. Азизбекова, Г. И. Керимова, Э. Ш. Шихалибейли данные и наши наблюдения в штольне 5—6, вскрывающей Пятый шток, свидетельствуют о резких контактах массивных руд с окружающими породами. Эти контакты определяются тектоническими трещинами, из которых наиболее отчетливые и обуславливающие вытянутость рудного тела в горизонтальной плоскости трещины имеют северо-восточное простирание и преимущественное падение на северо-запад под углами 60—80°. Короткая ось рудных тел также совпадает с тектоническими трещинами, имеющими северо-западное простирание и крутое (70—80°) падение преимущественно на северо-восток. Верхний контакт рудного тела является обычно резким, но обладает пологим, не превышающим 30° падением в северо-восточные румбы. В общем верхний контакт рудных тел почти параллелен контакту порфиров с батской толщей. Это объясняется, как и в других аналогичных случаях, резким изменением физико-химического режима на фронте продвигавшихся снизу растворов. В этой смене физико-химических условий определенная роль принадлежит и специфическим деформациям, развивавшимся на контакте с батской толщей.

Кроме пологих зон дробления и рассланцевания, на Чирагидзорском месторождении отчетливо заметно рассланцевание и дроб-

ление, связанное с движениями по крутопадающим разрывным нарушениям. Неоднократностью этих движений объясняется, очевидно, и тот факт, что в некоторых случаях раздробленными оказались серноколчеданные руды, хотя заложение разрывных нарушений северо-восточного и тем более северо-западного простирания произошло несомненно до формирования рудных тел. Контролирующее значение разрывных нарушений и тектонических трещин отчетливо проявляется не только в морфологических особенностях рудных тел, но и в их размещении. Чирагидзорское и Тоганалинское месторождения и находящийся между ними Чирагидзор-Тоганалинский участок приурочены к единой полосе субмеридионального простирания, представляющей краевую часть пояса повышенной трещиноватости. Наибольшие концентрации руд в виде рудных тел штокового или штокверкового типа располагаются на участках пересечения этим поясом зон трещиноватости северо-западного простирания.

Строгая стратифицированность оруденения, наряду с кажущимся послерудным характером разрывных нарушений и наличием принятых за гальки обломков минерализованных гидротермально измененных кварцевых плагиопорфиров в конгломератах батской толщи, являются главными аргументами сторонников сингенетической гипотезы происхождения колчеданных руд Чирагидзорского и других рудных районов Сомхето-Карабахской зоны. Кроме того, на Чирагидзорском месторождении дайки габбро-диабазов и диорит-порфиров в ряде мест рассекают рудные тела и не несут ни вкрапленности сульфидов, ни следов гидротермальных изменений. Как отмечают М. А. Кашкай (1955) и В. И. Алиев (1956), на контакте с дайками руды перекристаллизованы и в них иногда появляется магнетит. Таким образом, можно уверенно говорить о послерудном внедрении даек габбро-диабазов и диорит-порфиров.

С другой стороны, отчетливый контроль колчеданного оруденения разрывными нарушениями, рассекающими весь разрез юрских отложений, приуроченность рудных тел при отсутствии каких-либо следов размыва к зоне контакта порфиров с батской вулканогенной толщей, наличие в последней проявлений гипогенного выщелачивания и общая значительная пропилитизация вулканогенных пород бата при увеличении ее интенсивности в пределах месторождений являются свидетельствами формирования руд после отложения батской толщи. Однако разрыв во времени между отложением руд и накоплением рудовмещающей толщи был, очевидно, значительно меньше, чем в ранее рассмотренных рудных районах, так как соотношения серноколчеданных руд с дайками габбро-диабазов говорят о домеловом возрасте оруденения. Можно предположить, что оруденение сформировалось в батское время в связи с внедрением завершившей эволюцию очага кислой магмы серии субвулканических тел, одной из фаций которой являются, возможно, и кварцевые диорит-порфиры Бахшидзорского массива. Внедрение субвулканических тел, приводившее к усилению теплового потока в верхних

горизонтах земной коры, сопровождалось циркуляцией гидротермальных растворов, обуславливавшей региональный метасоматоз толщ средней юры и их пропилитизацию или проявившееся на отдельных участках в результате возникновения опережающей волны кислотных компонентов гипогенное выщелачивание. С этим выщелачиванием и перераспределением выщелоченного железа на фронте нейтрализации растворов, очевидно, связано формирование рудных тел.

Кафанский рудный район располагается на стыке резко различных по режиму движений структурно-формационных зон. Будучи отделен от Сомхето-Карабахской зоны Севано-Акеринским внутригеосинклинальным прогибом, он заметно отличается особенностями геологического строения и развития от ранее рассмотренных колчеданосных рудных районов. Эти отличия нашли отчетливое отражение в характере минерализации и в закономерностях ее размещения, в связи с чем некоторые исследователи (Грушевой, 1935, 1936, Твалчрелидзе, 1958 и др.), основываясь на морфологических особенностях рудных тел, представленных жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения, относили Кафанское месторождение не к колчеданной, а к жильной рудной формации. Однако большинство характерных для месторождений колчеданной формации признаков (стратифицированность оруденения, приуроченность его к кислым вулканогенным породам, характерный минеральный и вещественный состав руд, характер окolorудных изменений вмещающих пород и метасоматической зональности) наблюдается и в месторождениях Кафанского района.

В низах его разреза лежит выходящая в центральной части района толща андезитовых и диабазовых порфиритов. Возраст ее К. Н. Паффенгольц (1947), А. Т. Асланян (1958) и др. считают ааленским; другие исследователи относят эту толщу к средней юре. Для пород толщи характерна исключительно сильная эпидотизация и хлоритизация.

Эпидотизированные порфириты с некоторым несогласием перекрываются, по Ю. А. Лейе, имеющей невыдержанную мощность толщей туфогенных песчаников, туфов и туффитов, которая в свою очередь перекрыта плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами, часто миндалекаменными, и их туфами и туфобрекчиями. Выше развиты более кислые кварц-плагиоклазовые порфириты, отличающиеся присутствием бипирамидальных вкрапленников кварца. Тенденция к повышению кислотности расплава нашла свое дальнейшее выражение в появлении в верхней части разреза средней юры свиты кварцевых порфиритов и их пирокластических аналогов, отвечающих по составу дацитовым порфиритам. Плагиоклаз в них представлен кислым андезином (№ 28—35), обычно не подвергшимся альбитизации (Малхасян, Лейе, 1956).

Свита кварцевых порфиритов перекрывается толщей туфогенных песчаников, вулканомиктовых конгломератов, туфов и туфобрекчий, названной Ю. А. Лейе (1962) верхней осадочной серией. В составе

толщи встречаются также линзообразные прослои известняков. Возраст толщи датируется верхним байосом.

Верхняя осадочная серия трансгрессивно и, по Ю. А. Лейе (1962), с угловым несогласием, перекрыта верхнеюрскими отложениями, в основании которых лежит горизонт грубозернистых туфогенных песчаников с невыдержанными прослоями известняков и конгломератов. Выше залегает мощная толща туфоконгломератов и туфовых брекчий среднего и основного состава с потоками андезитовых и диабазовых порфиритов, приобретающих в верхах толщи доминирующее распространение. Фаунистические остатки датируют возраст толщи верхним оксфордом — кимериджем.

Интрузивные породы, не считая субвулканических и жильных образований, имеют в Кафанском районе небольшое развитие. Наиболее крупным является Цавский массив, сложенный кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Возраст массива и других более мелких тел гранитоидов и связанных с ними габбро-диабазов и диорит-порфиритов большинством исследователей по геологическим признакам и данным абсолютной геохронологии считается нижнемеловым.

В тектоническом отношении Кафанский район представляет брахиантиклиналь, в ядре которой выходят породы нижней (?) и средней юры. Складка вытянута в северо-западном направлении примерно на 30—40 км при ширине около 20 км и имеет резко выраженное асимметричное строение. Северо-восточное ее крыло имеет пологие углы падения в 15—20°; юго-западное крыло сильно редуцировано и имеет более крутые углы падения, доходящие в зоне Хуступ-Гирратахского разлома до 60—70°. Основная структурная единица района — Кафанское поднятие — развивалась, как отмечают В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский (1963), как шовная или приразломная антиклиналь. Крылья ее осложнены рядом более мелких антиклинальных и синклинальных складок, оси которых в большинстве случаев вытянуты в северо-западном (320—340°) направлении, но иногда отмечаются и складки северо-восточного простирания. Ю. А. Лейе (1962), разделяя юрско-неокомовый структурный этаж на два структурных яруса, считает, что вся складчатость, связанная с доверхнеюрскими тектоническими движениями, имеет северо-восточное направление.

Широким, но неравномерным развитием пользуются разрывные нарушения и тектонические трещины северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений. Крупные разрывные нарушения имеют северо-западное и северо-восточное простирания.

Разрывные нарушения и тектонические трещины концентрируются в различных частях района, главным образом в среднеюрских толщах, которые деформированы гораздо сильнее по сравнению с верхнеюрскими отложениями. Особенно интенсивной деформированностью, приведшей к появлению пояса повышенной трещиноватости, характеризуется присводовая часть северо-восточного крыла Кафанской брахиантиклинали, где и расположено Кафанское рудное поле.

Низы его разреза сопоставимы по фациям, последовательности их смены и мощностям с разрезами нижнего вулканогенного комплекса в других районах Сомхето-Карабахской зоны. Отличия заключаются в большей роли туфогенно-осадочных отложений в низах разреза Кафанского рудного поля, в меньшем распространении пирокластических пород и главное в большей основности вулканогенных пород верхов разреза. В характеризующейся постепенным увеличением кислотности толще средней юры главная роль принадлежит кварц-плагиоклазовым и кварцевым порфирирам, по своей петрохимической характеристике являющимися переходными между породами дацитового и андезитового состава.

Верхнеюрские вулканогенные породы обладают, как и в Алавердском районе, андезит-базальтовым составом и несколько повышенной щелочностью.

Широкое развитие в Кафанском рудном поле имеют субвулканические и жильные породы. Они слагают иногда штокообразные тела, но чаще встречаются в виде даек северо-западного и северо-восточного простираний. Субвулканические тела представлены, по Ю. А. Лейе (1962), кварцевыми порфирами, кварцевыми альбитофирами, авгитовыми и плагиоклаз-авгитовыми порфиритами, кварцевыми и кварц-плагиоклазовыми порфиритами, лейко-диабазами и диабазами. С верхнеюрским вулканизмом связаны дайки диабазовых и плагиоклазовых порфиритов. Глубинное происхождение и нижнемеловой возраст имеют дайки диорит-порфиритов, кварцевых плагиопорфиров, габбро-диабазов; последние встречаются также в виде штокообразных тел.

Пространственное совмещение тел разновозрастных субвулканических и жильных пород подчеркивает длительность развития структуры Кафанского рудного поля. Его складчатая структура, как отмечалось, характеризуется относительной простотой. Пологое северо-восточное крыло брахиантиклинали осложнено в небольшой степени мелкими дополнительными складками.

Важнейшими элементами структуры рудного поля, определившими в решающей мере пространственную локализацию проявлений интрузивного магматизма и гидротермальной деятельности, являются разрывные нарушения и сопровождающие их тектонические трещины. Наиболее крупными разрывными нарушениями северо-западного простирания, имеющими в настоящее время преимущественно характер взбросов, являются Кавартский, Западно-Саяддашский, Восточно-Саяддашский, Чинардарасинский, Западно-Шаумянский, Восточно-Шаумянский, Мец-Магаринский разломы. Каждое из этих разрывных нарушений, обладая преимущественно падением на северо-восток, сопровождается зоной трещиноватости шириной 150—200 м (С. С. Ванюшин, 1964).

Северо-восточные разрывные нарушения также пользуются широким развитием. Наиболее крупными из них являются Башкендский и Барабатум-Халаджский разломы. Они имеют, по В. Н. Котляру (1938), характер сбросов или сбросо-сдвигов, обладая пре-

имущественным падением на северо-запад; оперяющие трещины вдоль них развиты слабо.

Формирование структуры рудного поля представляло длительный процесс. По представлениям В. Н. Котляра (1938, 1966), С. С. Ванюшина (1964) и Ю. А. Лейе (1962), основные черты структуры четко обрисовались еще в доверхнеюрское время, о чем свидетельствует несогласное залегание верхней юры на среднеюрских отложениях, перекрывание некоторых разрывных нарушений совершенно несмещенными пластами верхнеюрских пород, выполнение ряда тектонических трещин дайками кварцевых порфиров и других субвулканических пород, среднеюрский возраст которых считается доказанным и т. д.

Следует отметить, что в рудном поле отсутствует такой характерный для подавляющего большинства колчеданных месторождений Малого Кавказа элемент, как зоны межформационного или внутриформационного отслаивания и рассланцевания и дробления на контактах рудовмещающих толщ с перекрывающими отложениями, т. е. в данном конкретном случае на контакте толщ кварцевых и кварц-плагиоклазовых порфиров с верхней осадочной серией. Одной из причин отсутствия таких зон, обусловившего и отсутствие почти согласно залегающих с контактом между толщами тел массивных руд, является, вероятно, близость физико-механических свойств рудовмещающих пород и перекрывающих их отложений верхней осадочной серии. Другая причина заключается, возможно, в небольшой глубине формирования месторождений Кафанского поля, не позволявшей развиться дорудному рассланцеванию.

Оруденение в пределах Кафанского рудного поля локализуется в виде жилообразных тел и зон прожилково-вкрапленного оруденения; последние приобрели преобладающее значение. Проявления оруденения локализуются в различных частях рудного поля в виде отдельных месторождений. Наиболее важными являются группа Ленинских рудников (рис. 30) в северной части рудного поля и Шаумянская группа в южной части.

В большей части месторождений и рудопроявлений Кафанского рудного поля наблюдается преимущественно кварц-пиритовая, кварц-халькопиритовая и кварц-сфалерит-халькопиритовая минерализация, т. е. обычная для типичных месторождений колчеданной формации. Месторождения Шаумянской группы характеризуются полиметаллическим составом; в рудах этих месторождений, наряду с медью и цинком, значительную роль играет свинец. Между полиметаллическими и пирит-халькопиритовыми рудами существуют промежуточные разности, демонстрирующие генетическое родство этих двух типов руд, различающихся лишь количественными соотношениями рудных минералов. Более поздними являются пирит-борнит-энаргитовые руды, пространственно иногда совмещающиеся с медноколчеданным и полиметаллическим оруденением, но часто разобщенные с ними. Вместе с главными рудными минералами в этом типе руд в виде примеси присутствуют также халькопирит, ковеллин

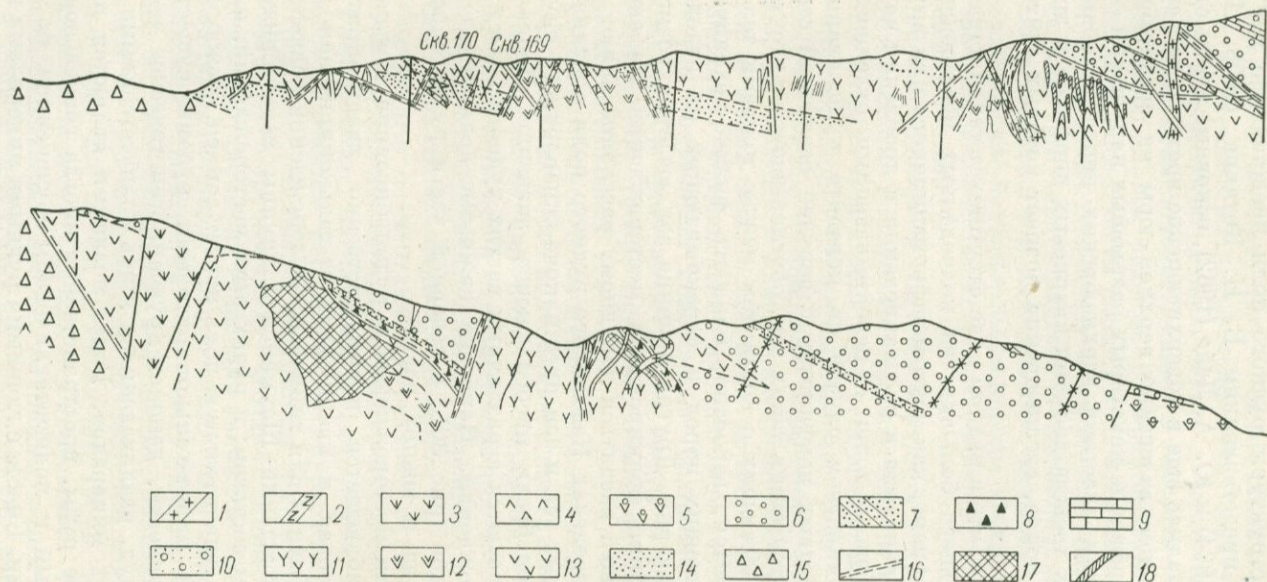


Рис. 30. Разрезы через Кафанское месторождение

1 — габбро-диабазы; 2 — жильные диабазы и диабазовые порфиры; 3 — субвулканические кварцевые альбитофиры; 4 — кварцевые порфиры; 5 — туфы и туфовые брекчии диабазовых порфиритов; 6 — грубозернистые туфогенные песчаники верхней юры; 7 — мелкозернистые песчаники верхней юры; 8 — гипсово-ангидритовая толща средней юры; 9 — известняки; 10 — верхняя осадочная серия средней юры; 11 — кварц-плагиоклазовые порфиры; 12 — туфовые брекчии кварц-плагиоклазовых порфиритов; 13 — плагиоклазовые порфиры; 14 — нижняя осадочная серия средней юры; 15 — нижние эпидотизированные порфиры, их туфы и лавовые брекчии; 16 — зоны расланцевания; 17 — штокерковые рудные тела; 18 — рудные жилы

и теннантит, а на верхних горизонтах в довольно значительном количестве развит сфалерит. Нерудные минералы представлены кварцем и подчиненными карбонатом и гипсом; в полиметаллических рудах отмечается также флюорит (Ванюшин, Лейе, Малхасян, 1957).

Наиболее визуально заметным и глубоким изменениям подверглись породы толщ кварцевых и кварц-плагиоклазовых порфириров, которые характеризуются интенсивным окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией и заключают в себе подавляющее большинство рудных тел. Сильные изменения наблюдаются также в толщах плагиоклазовых порфириров и особенно нижних эпидотизированных порфириров, в которых проявилась преимущественно пропилитизация в ее эпидот-хлоритовой фации. Интенсивные проявления пропилитизации и частично гипогенного выщелачивания отмечаются также в породах верхней осадочной серии. Гидротермальные изменения в породах верхней юры почти не наблюдаются.

Судя по имеющимся материалам, процессы гидротермального метасоматоза развивались по той же примерно схеме, что и на колчеданных месторождениях Северной Армении. За счет подвергшихся выщелачиванию и последующему обогащению переотложенным веществом толщ средней юры возникли окварцованные, серицитизированные и хлоритизированные породы, содержащие, как правило, то или иное количество пирита. Местами в кислых эффузивных и пирокластических породах наблюдается также гематитизация, более характерная для пород верхней осадочной серии. В породах этой толщи преимущественно локализуются и проявления сульфатного метасоматоза в виде ангидрита и гипса, иногда образующих крупные скопления. В гидротермально измененных рудовмещающих породах отмечаются также значительные проявления каолинизации, алуинитизации и пироксилитизации. По представлениям В. Н. Котляра (1963), зональность метасоматических изменений выражается в смене зон хлоритизации с пиритом и пирит-халькопиритовым оруденением зоной серицитизации, окварцевания и сульфатизации с пирит-халькопиритовым и халькопирит-борнитовым оруденением и далее зоной каолинизации и алуинитизации со сфалерит-галенитовым оруденением.

Все рудные тела сосредоточены лишь в толщах кварцевых и кварц-плагиоклазовых порфириров. В верхней осадочной серии промышленные скопления руд не встречаются, хотя гидротермальные изменения пород и редкая вкрапленность сульфидов в ней известны.

В рудовмещающих толщах оруденение локализуется в зонах трещиноватости вдоль разрывных нарушений северо-западного простирания или в пересечениях последних с разрывными нарушениями северо-восточного направления; оруденение наблюдается также в трещинах скола, диагональных по отношению к оси брахиантиклинали или субпараллельных ей.

В зонах трещиноватости развиваются тела штокверкового типа, в которых рудные прожилки и более крупные жилы залегают в содержащих вкрапленность пирита, халькопирита и других сульфидов

гидротермально измененных породах. Прожилки и жилы в зонах прожилково-вкрапленного оруденения вытянуты главным образом в субширотном направлении, как и крупные одиночные жилы и жилкообразные залежи.

Такие одиночные жилы, часто сближенные между собой, протягиваются по простиранию на 120—150 м, обладая примерно такой же длиной по падению. Лишь у отдельных жил длина по простиранию и падению достигает 200—250 м (жилы Хаджи, Пехре). Мощность жил обычно измеряется первыми десятками сантиметров, в отдельных случаях составляя около 1 м и более. Жилы в большинстве случаев являются крутопадающими с падением как на юг, так и на север. В то же время наблюдается выполаживание отдельных жил с глубиной (например, жила № 29 рудника № 6, угол падения которой на глубине составляет 25—35°).

Прожилково-вкрапленные руды в целом локализуются в виде близких к изометричным тел — штокверков или чаще в виде несколько вытянутых по падению линзообразных залежей — штокверковых зон. Размеры штокверков и штокверковых зон измеряются десятками и сотнями метров по простиранию и падению, имея обычно мощность 10—15 м.

Рудные тела прожилково-вкрапленного типа приурочены к зонам трещиноватости вдоль разрывных нарушений северо-западного простирания, обычно располагаемая в их лежащем боку. Иногда рудное тело примыкает непосредственно к шву разрывного нарушения, в других же случаях отстоит от него на десятки и более метров. Благоприятными местами для локализации руд являются изгибы поверхностей разрывных нарушений северо-западного направления по простиранию и падению. В этих участках трещиноватость является наиболее интенсивной. Штокверки приурочены и к пересечениям разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Последние также являются дорудными, как впервые показал это В. Н. Котляр (1938), выделивший, кроме дорудных, внутрирудные и послерудные разрывные нарушения. Однако северо-восточные разломы во время рудоотложения являлись закрытыми и их роль сводилась к экранированию растворов, циркулировавших по зонам трещиноватости северо-западного направления. В пересечениях разрывных нарушений создавалась структура «крыши», по терминологии Б. С. Вартапетяна (1960, 1962), считающего ее наиболее характерной формой структурного контроля оруденения штокверкового типа в Кафанском рудном поле.

Возраст колчеданного оруденения в Кафанском рудном поле большинством исследователей считается предверхнеюрским. Кроме строгой приуроченности оруденения к среднеюрским вулканогенным породам, отсутствия проявлений гипогенного выщелачивания среди верхнеюрских отложений, нахождения пиритизированных и окварцованных обломков кварцевых порфиров в базальных конгломератах верхней юры, представления о доверхнеюрском возрасте оруденения опираются на анализ соотношений его с дайками.

Дорудными считаются дайки, связанные со среднеюрской вулканической деятельностью. Дайки, связанные с верхнеюрским вулканизмом и глубинным магматизмом нижнемелового времени, относятся к послерудным образованиям (Мкртчян, 1958; Ванюшин, Лейе, Малхасян, 1957; Лейе, 1962).

Пространственно оруденение особенно тесно связано с дайками и интрузивными залежами кварцевых порфиров. Так, весь шток-верк рудника 7—10 заключен между швом Восточно-Саяддашского разлома и расположенной западнее дайкой кварцевых порфиров, обладающей падением на северо-восток под тем же углом, что и указанный разлом. Ю. А. Лейе дайки среднеюрского возраста разделяет на дорудные и послерудные, считая, что медноколчеданное и полиметаллическое оруденение сформировалось в промежутке между внедрением даек лейкодиабазов и более поздних диабазов. По мнению Ю. А. Лейе, отложение пирит-борнит-халькозин-энаргитовых руд следовало за внедрением кварцевых альбитофиров, происходивших в верхней юре, хотя эти породы и связаны с эволюцией среднеюрского магматического очага. Встречающиеся в ряде мест в верхнеюрской вулканогенной толще жильные и прожилково-вкрапленные проявления медного и полиметаллического оруденения связываются с нижнемеловым интрузивным магматическим очагом (Мкртчян, 1958).

Изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы о закономерностях размещения в условиях формирования колчеданных месторождений, связанных с юрско-неокомовым магматическим комплексом, как и о строении этого комплекса в различных рудных районах Сомхето-Карабахской зоны.

1. Общими чертами строения тектоно-магматического комплекса, отражающими закономерные изменения геосинклинального режима зоны и эволюцию магматических очагов, возникших в начальные этапы ее прогибания, являются:

а) развитие во всех колчеданосных рудных районах в низах разреза дифференцированной осадочно-вулканогенной геосинклинальной серии, отвечающей базальт-андезит-дацит-липаритовой группе формаций;

б) смена ее недифференцированными вулканогенно-осадочными сериями андезитового и андезит-базальтового состава;

в) широкое распространение субвулканических тел;

г) присутствие гипабиссальных интрузий плагиогранитового ряда и даек жильных пород, синхронных со складчатостью или внедрявшихся после нее.

2. Объем тектоно-магматического комплекса вследствие частных изменений тектонического режима в разных рудных районах не является постоянным. В одних рудных районах (Алавердский, Кедабекский) интрузивные и жильные члены комплекса пользуются очень широким развитием, в других районах (Чирагидзорский, Кафанский) роль их становится незначительной. Мощность стратифицированной части комплекса — особенно нижней вулканогенной серии — по направлению с северо-запада на юго-восток увеличи-

вается. Несмотря на ряд отклонений, связанных с изменениями мощностей в различных частях антиклинорий, в направлении с северо-запада на юго-восток происходит увеличение мощности верхнебайосской толщи кислых вулканогенных пород, вмещающей большую часть колчеданного оруденения. Параллельно состав рудовмещающей толщи меняется от весьма кремнекислого в Алавердском районе и азербайджанской части зоны до умеренно кислого в Кафанском районе. Все это находит определенное отражение в условиях формирования и закономерностях размещения колчеданных месторождений.

3. В рудных районах с полным набором составных частей тектоно-магматического комплекса (Алавердский, Кедабекский) колчеданное оруденение сформировалось в главной своей массе в поздние стадии тектоно-магматического цикла и характеризуется преимущественно медным, медно-цинковым и иногда барит-полиметаллическим составом. В районах со слабым проявлением поздних стадий тектоно-магматического цикла (Чирагидзорский, Кафанский) колчеданное оруденение формировалось в связи с субвулканическими фациями кислых дифференциатов нижней вулканогенной серии.

Во всех случаях оруденение является эпигенетическим по отношению к непосредственно вмещающим руды толщам и пространственное распределение его обуславливается совокупностью литологических и структурных факторов.

4. В широком плане, определяющем пространственное положение рудных районов и рудных полей, благоприятные условия для размещения колчеданных руд создавались в брахиантиклинальных структурах, имеющих нередко вулканотектоническое происхождение и разбитых разрывными нарушениями продольного и поперечного направления и поясами повышенной трещиноватости. Рудные поля колчеданных месторождений располагаются обычно на погружениях брахиантиклиналей и в местах изгиба их крыльев, где наблюдается концентрация тектонических трещин.

5. Рудные тела колчеданного типа локализуются или в зонах межформационного отслаивания и рассланцевания или в зонах трещиноватости вдоль разрывных нарушений, или в одиночных тектонических трещинах. Зоны межформационного отслаивания и рассланцевания, в которых залегают линзообразные и пластообразные тела массивных руд (Кедабек, Алаверды), образуются на контактах рудовмещающих кислых вулканогенных толщ с перекрывающими их отложениями при определенной степени литологического контраста между теми и другими и при значительных глубинах деформации. При противоположных условиях межформационные зоны отслаивания не возникают и разрядка напряжений происходит путем образования зон трещиноватости и одиночных секущих трещин, в которых локализуются жильные и штокверкообразные залежи. В некоторых случаях рудные тела наблюдаются одновременно и в секущих зонах трещиноватости и в почти согласных зонах межформационного отслаивания и рассланцевания и месторождения имеют комбинированную форму.

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ВЕРХНЕМЕЛОВЫМ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСОМ

Колчеданное оруденение в верхнемеловых отложениях Сомхето-Карабахской зоны известно в Болнисском рудном районе, который П. Д. Гамкрелидзе (1957) рассматривает как часть самостоятельной Артвино-Болнисской структурно-формационной зоны. В современной структуре Болнисский район приурочен к синклинорию широтного простирания, находящемуся между палеозойскими Храмским и Локским массивами. Металлогения этого интересного района освещена в работах Г. А. Твалчрелидзе (1958, 1961), Ю. И. Назарова (1959, 1966), В. И. Бачалдина (1959, 1963), Т. В. Иваницкого и т. д.

Верхнемеловые отложения в Болнисском синклинории трансгрессивно и с угловым несогласием налегают на вулканогенную толщу байоса и более древние отложения. Низы разреза верхнего мела относятся к сеноману, в состав которого входят песчаники, мергели, известняки, андезитовые и дацитовые порфириды и их туфы. Выше лежит осадочно-вулканогенная толща верхнего сеномана — нижнего сенона, мощность которой составляет до 2—3 км. Толща состоит преимущественно из вулканогенных и туфогенно-осадочных пород дацитового состава с горизонтом андезитовых порфиритов и их пирокластических аналогов и перекрывается известняками и мергелями верхнего сенона. Отложения палеогенового возраста развиты по периферии Храмского массива и по южной границе синклинория на склонах горы Лалвар.

Интрузивные породы в районе, кроме палеозойских гранитоидов Локского и Храмского массивов, представлены доверхнемеловым Поладаурским массивом кварцевых диоритов, дайками и штоками липарит-дацитовых порфиров (альбитофиров), кварцевых диорит-порфиритов, дацитов, андезитовых и диабазовых порфиритов предэоценового возраста и субвулканическими телами преимущественно андезитового состава в эоценовой толще.

Тектоника верхнемеловой толщи является относительно простой. По существу весь синклиниорий представляет пологую синклинальную складку широтного простирания, крылья которой падают под углами не более 15—20°. Синклиналь осложнена рядом более мелких пологих складок, концентрирующихся преимущественно в ее средней части. Ю. И. Назаров (1966) эту часть Болнисского синклинория выделяет в Маднеульско-Поладаурскую рудную зону, центральная часть которой и отвечает контурам Болнисского рудного района. Мелкие складки в верхнемеловой толще имеют субширотное, субмеридиональное и северо-восточное простирание, являясь, вероятно, отражением соответствующих расколов в неглубокозалегающем до верхнемеловом фундаменте. Субширотные складки имеют в основном деформационное происхождение, тогда как складки северо-восточного и субмеридионального простирания, по форме представляющие удлиненные пологие брахиантиклинали, являются, вероятно, остатками вулканических построек, приуроченных к упомянутым расколам.

Маднеульское рудное поле приурочено к выделенной Ю. И. Назаровым (1959) Набакребской антиклинальной складке субмеридионального простирания.

Сложено рудное поле толщей верхнего сеномана — нижнего кампана, в которой снизу вверх выделяются (Назаров, 1959, Твалчрелидзе, 1961): 1) свита массивных и толстослоистых туфов и туфобрекчий; 2) свита слоистых туфов, туфогенных песчаников и туфобрекчий; 3) свита массивных зеленых туфов дацитового (альбитофирового) состава.

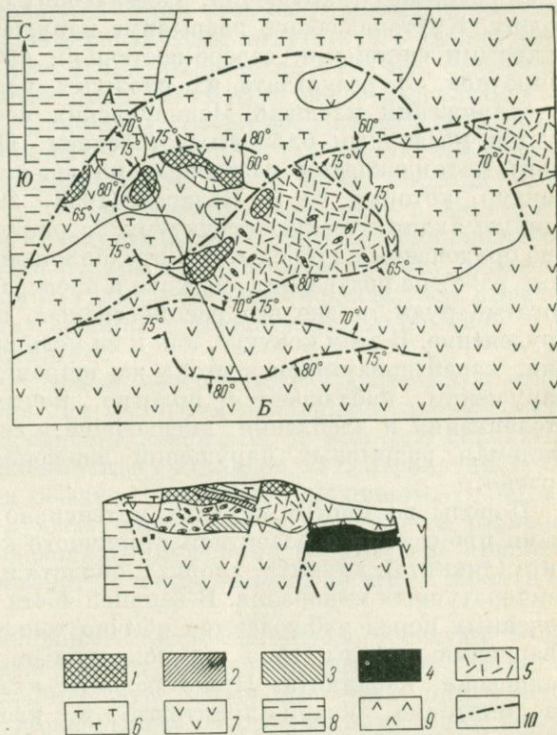
Среди пирокластических и туфогенно-осадочных пород встречаются липарит-дацитовые порфиры и чаще дацитовые порфириты (альбитофиры), которые Ю. И. Назаров (1959) рассматривает как потоки. Однако эти породы, по-видимому, слагают преимущественно пластовые залежи и дайки.

В рудном поле наблюдаются также интрузивные дациты, выходы которых известны у дер. Баличи, в 1,5 км к западу от Маднеульского месторождения, и в ряде других мест. Дацинты слагают штокообразные тела, представляя породы серой и светло-серой окраски с порфировыми выделениями плагиоклаза, роговой обманки и биотита и изредка кварца. Основная масса дацитов, по нашим наблюдениям и данным Г. М. Заридзе (1961), является полнокристаллической гипидиоморфнозернистой; лишь иногда отмечается сферолитовая структура. Судя по петрографическим особенностям, породы во многих случаях относятся к кварцевым диоритпорфиритам. Возраст дацитов одними исследователями (Назаров, 1959, 1966) считается палеогеновым, другими (Дзюценидзе, 1948; Твалчрелидзе, 1961, Заридзе, 1961, Дудаури, 1962) датируется верхами верхнего мела или палеоценом. Нам последняя точка зрения представляется наиболее вероятной, так как дациты обладают тесной пространственной и петрохимической связью с вулканогенной толщей верхнего мела.

Слои в пределах рудного поля обладают обычно близким к широтному простиранием и пологим — от 5 до 20° — падением. В то же время выходы свиты массивных и толстослоистых туфов и туфобрекчий, вмещающей колчеданное оруденение, вытянуты в субмеридиональном северо-западном направлении, что может быть объяснено вулканотектоническим происхождением постройки. Это предположение высказывает и Г. А. Твалччелидзе (1964).

Рис. 31. Схема строения Маднеульского месторождения (по Ю. И. Назарову)

1 — баритовая руда; 2 — барит-свинцово-цинковая руда; 3 — барит-медно-цинковая руда; 4 — медноколчеданная руда; 5 — вторичные кварциты; 6 — альбитофиры; 7 — хлоритизированные, слабоокварцованные, местами каолинизированные туфы и туфобрекчии; 8 — слабоокварцованные туфы и туфопесчаники; 9 — рассланцованные каолинизированные туфы; 10 — разрывные нарушения



Широкое развитие в рудном поле имеют разрывные нарушения. Кроме крутопадающих разрывных нарушений, Ю. И. Назаров (1959, 1966) отмечает и пологие межпластовые нарушения, практически выражающиеся в появлении зон отслаивания и рассланцевания на контактах литологически контрастных пачек. Концентрация разрывных нарушений и зон отслаивания и рассланцевания в определенных частях Набакребской антиклинали обуславливает положение в рудном поле колчеданных месторождений.

Они находятся примерно в 1,5 км друг от друга в близкой геологической обстановке (рис. 31). Изучались месторождения Ю. И. Назаровым (1959, 1962, 1966) и другими геологами. В строении месторождения участвуют туфы и туффиты кислого состава, дацитовые порфириды, туфогенные песчаники, алевролиты, пронизанные пластовыми залежами альбитофиров (дацитовых порфиридов). Породы,

за исключением альбитофиров, относятся к свите массивных и толсто-слоистых туфов и туфобрекчий и сложно чередуются между собой. В верхних горизонтах толщи развиты плотные туфы дацитового состава или чаще глинистые песчаники и алевролиты. На медно-колчеданном месторождении в кровле разреза залегают плотные альбитофиры.

Структура месторождений определяется широким распространением разрывных нарушений, рассекающих пологолежащую ($10-15^\circ$) толщу. Крутопадающие разрывные нарушения представлены тремя главными системами: северо-восточной, субмеридиональной и субширотной. В результате их сложных пересечений, разветвлений и сопряжений площадь Маднеульских месторождений характеризуется мозаичным блоковым строением. На барит-полиметаллическом месторождении разрывные нарушения образуют замкнутый контур, который Ю. И. Назаров (1959, 1960) рассматривал как единую эллиптическую структуру, ограничивающую распространение оруденения в стороны. Это предположение в результате дальнейших работ не подтвердилось, хотя в пределах контура локализуются богатые руды, а вне его распространено прожилково-вкрапленное оруденение. В этом контуре, как и на медноколчеданном месторождении, характеризующемся столь же широким развитием разрывных нарушений, наблюдаются пологие, почти горизонтальные зоны отслаивания и дробления, вмещающие в себе оруденение. По всем системам разрывных нарушений движения происходили неоднократно.

Породы во многих случаях интенсивно изменены гидротермальными процессами с развитием вторичного кварца, серицита, каолинита (диккита), алунита, хлорита, эпидота и других средне- и низкотемпературных минералов. В верхней части блоков гипогенно-выщелоченных пород наблюдаются обычно тонкозернистые, существенно кварцевые породы типа микрокварцитов, состоящих из опала, халцедона, каолинита. Ниже развиты кварц-серицитовые, кварц-каолинитовые, кварц-алунитовые и кварц-серицито-хлоритовые породы, местами содержащие на глубине эпидот. Судя по соотношениям парагенезисов минералов в гидротермально измененных породах (Хомасуридзе, 1968), изменения были связаны с двумя одновременными процессами — более ранней пропилитизацией и более поздней низкотемпературной аргиллизацией. Отложение руды происходило в поздние стадии гидротермальной деятельности.

В медноколчеданных рудах главными рудообразующими минералами являются халькопирит, пирит, кварц, реже сфалерит. В значительных количествах наблюдается гипс, образующий к западу от рудного тела крупные массы, в которых содержатся рассеянные зерна пирита и халькопирита. Изредка в рудах отмечаются теннантит, галенит и другие минералы (Назаров, 1966).

Более сложным минеральным составом обладают барит-полиметаллические рудные тела. Главными рудообразующими минералами в них служат барит, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит,

кварц. Примечательной особенностью является довольно частое нахождение самородной серы, выполняющей пустоты в гипогенно выщелоченных породах (Назаров, 1960).

В строении барит-полиметаллических рудных тел видна отчетливая зональность. Над рудными телами выходят обычно микрокварциты, в которых нередко наблюдается слоистость, свидетельствующая об их происхождении за счет туфогенно-осадочных пород. В микрокварцитах встречаются лишь тонкие прожилки барита, а вкрапленность сульфидов практически отсутствует. Ниже идут пористые баритизированные кварциты, иногда сыпучие; сульфиды из них обычно выщелочены. Еще ниже идут менее выщелоченные кварциты с прожилками галенита, сфалерита, пирита и барита. В незатронутых гипергенными процессами частях рудных тел вверх залегают богатые свинцово-баритовые руды, ниже которых идут брекчированные кварциты с прожилками, гнездами и вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита и халькопирита, сменяющиеся книзу богатыми баритовыми рудами с медно-цинковым оруденением, и далее медноколчеданными рудами с большим количеством пирита. Таким образом, первичная зональность оказывается обычной для колчеданных месторождений.

Рудные тела обладают весьма своеобразными формами и условиями залегания. В плане они являются овальными, иногда почти изометричными пластообразными залежами, в которых сплошные руды окаймляются вкрапленностью сульфидов. В центральной части рудных тел наблюдается обычно увеличение мощности. Залегают такие караваеобразные рудные тела очень полого, почти горизонтально. Лишь в крутопадающих нарушениях рудные тела приобретают жилообразный характер, но такие залежи не имеют практического значения.

В рудном контуре сплошные массивные руды образуют более или менее крупные гнезда, чередующиеся с участками развития прожилковых и вкрапленных руд. Сплошные руды приурочены к местам пересечения крутопадающих разрывных нарушений между собой или с пологопадающими зонами отслаивания и дробления, которые и определяют формы и условия залегания рудных тел. Развиваются такие зоны на общем фоне брахиантиклинального поднятия как в мелких вздутых (микроантиклиналях, по Ю. И. Назарову), так и в сопряженных с ними мелких пологих депрессиях (микросинклиналях). Образованию зон предшествовала, по-видимому, гидротермальная деятельность, приведшая к возникновению микрокварцитов и, возможно, скоплений гематитовых и марганцевых руд, известных в рудном поле и за его пределами. В зонах отслаивания и расщелачивания, имеющих обычно значительную мощность, микрокварциты интенсивно раздроблены, а на контакте с подстилающими измененными вулканогенными породами наблюдается обычно тектоническая глина, фиксирующая поверхность максимального развития касательных напряжений в процессе деформации. Именно под этим слоем тектонической глины и залегают

пластообразные рудные тела массивных руд. В микрокварцитах отмечаются лишь прожилки барита и редкая вкрапленность сульфидов. В некоторых участках, правда, тектоническая глина развивается непосредственно на контакте с перекрывающими слабо измененными песчаниками и алевролитами или пластовыми залежами альбитофинов. Мнение о разрыве во времени между формированием микрокварцитов и других гидротермально измененных пород, накоплением гематитовых и марганцевых руд и отложением медноколчеданного и барит-полиметаллического оруденения поддерживается большинством исследователей, изучавших Маднеульское месторождение и Болнисский рудный район в целом (Назаров, 1959, 1966, Иваницкий, 1963, Бачалдин, 1963, Твалчрелидзе, 1961, 1964).

Барит-полиметаллическое и медноколчеданное месторождения окаймляются разрывными нарушениями, создающими подобие эллиптических структур. При этом улавливается аналогия в уменьшенном масштабе — в расположении разрывных нарушений вокруг ядер структур — с расположением концентрических («оконтуривающих») трещин вокруг ядра Дебедачайской брахиантклинали в Алавердском рудном районе. Аналогия обуславливается, очевидно, близостью планов деформации, по крайней мере, в начальные этапы формирования этих структур. Вероятно, и в Маднеульском рудном поле эти начальные этапы деформации были связаны с действием вертикальных сил, приводившим к выпучиванию одних блоков и проседанию других. При этом блоки, испытывавшие движения, неизбежно должны были с боков ограничиваться расходящимися разрывными нарушениями типа сбросов, как это наблюдается в действительности. В более поздний этап деформации, связанный с боковым сжатием, возникли дислокационные складки субширотного простираения, наложенные на вулкано-тектонические формы, и образовались внутриформационные зоны отслаивания и рассланцевания на контактах литологически контрастных горизонтов. Такие зоны имеют субширотное простираение, чем определяется и соответствующее субширотное простираение рудных тел. Неоднократная перемежаемость в разрезе осадочных и пирокластических пород и залегание в ряде случаев между ними пластовых залежей альбитофинов дают право предполагать, что внутриформационные зоны отслаивания и рассланцевания возникали не только в верхней части толщи, но и в нижней части ее разреза, где, следовательно, могут находиться не вскрытые еще рудные тела.

В деформационной складчатости участвовали не только слои пирокластических и туфогенно-осадочных пород, но и пластовые залежи альбитофинов, а также более молодые толщи верхнемеловых отложений. Этим определяется нижняя возрастная граница отложений основной массы медноколчеданного и барит-полиметаллического оруденения. Очевидно, она относится к концу верхнего мела или к палеогену, когда Болнисский рудный район испытал интенсивное поднятие. В это же время, вероятно, формировались и тела кварце-

вых диорит-порфиров и интрузивных дацитов, являвшихся последними дериватами магматического очага, зародившегося в начальные этапы развития верхнемеловой геосинклинали этой части Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны.

Основные геологические и геохимические черты колчеданных месторождений Болнисского района оказываются близкими к особенностям колчеданных месторождений в юрско-неокомовом тектоно-магматическом комплексе Сомхето-Карабахской зоны.

К числу таких особенностей относятся следующие.

1. Приуроченность колчеданных месторождений Болнисского района к андезит-дацитовый вулканогенной формации, являющейся составной частью верхнемелового тектоно-магматического комплекса, в который входят также субвулканические тела альбитофиров и более поздних дацитов и кварцевых диорит-порфиров.

2. Строгая локализация колчеданного оруднения в породах кислого состава. Отличиями колчеданосной формации Болнисского района являются резко подчиненное положение эффузивов по отношению к пирокластическим породам и большая роль в разрезе туфогенно-осадочных отложений, свидетельствующая о подводных условиях накопления толщи.

3. Размещение рудных полей и месторождений в брахиантиклинальных поднятиях, разбитых различно ориентированными разрывными нарушениями. В отличие от колчеданосных рудных районов, сложенных юрско-неокомовым тектоно-магматическим комплексом, поднятия в Болнисском районе несут более отчетливые следы вулканотектонического происхождения, лишь в небольшой степени замаскированного процессами деформационной складчатости.

4. Контроль колчеданных рудных тел, определяющий их размещение и форму совокупностью литологических и структурных факторов. В числе структурных факторов наблюдаются как элементы вулканотектонического происхождения — ранние разрывные нарушения, связанные с ростом вулканических построек, так и элементы дислокационной складчатости. Среди последних важнейшее значение имеют внутриформационные зоны отслаивания и рассланцевания на контактах литологически контрастных горизонтов, непосредственно вмещающие тела сплошных руд и определяющие их форму и условия залегания.

5. Типичный для колчеданных месторождений минеральный и химический состав руд с обычной для них схемой вертикальной зональности и последовательности кристаллизации. Отличием Болнисского рудного района от ряда других колчеданосных рудных районов является тесная пространственная связь колчеданных месторождений с месторождениями гематитовых и марганцевых руд, а также с месторождениями барита при намечающейся смене месторождений различных рудных формаций в пространстве.

Глава VI

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ПАЛЕОГЕНОВЫМ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСОМ

Проявления колчеданного оруденения в палеогеновом тектоно-магматическом комплексе известны в северо-западной части Севано-Акеринской металлогенической зоны в двух разобщенных участках — в Кироваканском и Степанаванском районах. Однако, поскольку геологическая позиция колчеданного оруденения в этих участках оказывается принципиально близкой, эти площади можно объединить в один Чибухлы-Тандзутский рудный район.

В основании разреза здесь лежат известняки и мергели сенона, выходящие на северном склоне Базумского хребта в западной части района и в долине р. Агстев у сел. Фиолетово. В Базумском хребте, по В. Т. Акопяну (1962), известняки относятся к более древним толщам верхнего и нижнего мела. Сенонские известняки перекрыты карбонатными и терригенными отложениями датского яруса, палеоцена и эоцена, разделенными О. А. Саркисяном (1964) на ахилилскую, лусахпюрскую и севанскую свиты. Выше лежит кироваканская свита (верхи среднего эоцена), расчленяющаяся на две подсвиты, нижняя из которых состоит преимущественно из кислых эффузивов и туфов, а верхняя сложена эффузивными и пирокластическими породами среднего и основного состава. Эта свита резко несогласно перекрывается памбакской свитой верхнего эоцена, которая в нижней своей части состоит из эффузивных и пирокластических пород среднего состава, а верхняя ее часть сложена главным образом кислыми вулканогенными породами с резко повышенной щелочностью.

Широким распространением в районе пользуются субвулканические породы, а также интрузивные массивы ультраосновного, основного и кислого состава. Интрузивные тела в большинстве случаев обладают линейно вытянутыми формами, подчиненными генеральному простиранию структур Севано-Акеринской зоны. Гипербазиты, большей частью серпентинизированные и имеющие верхнемеловой

возраст (Абовян, 1961, Салия, 1962 и др.), образуют большое количество мелких массивов в западной части района в Ширакском и Базумском хребтах. Ряд массивов в этих же хребтах и в восточной части района в Геджалинском хребте сложен габбро и габбро-диоритами. Широко развиты гранитоиды, представленные гранодиоритами (Геджалинский, Базумский интрузивы) и кварцевыми диоритами (Головинский и другие массивы). Местами в Базумском хребте наблюдаются мелкие интрузивные тела плагиогранитов. Габброиды и плагиограниты имеют предверхнеэоценовый возраст. Плагиограниты и гранодиориты и кварцевые диориты относятся к известково-щелочному ряду, входя, по Р. Т. Джрбашяну (1964), вместе с обладающими такой же петрохимической характеристикой вулканогенными породами кироваканской свиты и их субвулканическими аналогами в единый тектоно-магматический комплекс. Породы этого комплекса отличаются от пород аналогичных тектоно-магматических комплексов юры — неокома и верхнего мела несколько большей суммарной щелочностью и большей ролью калия при сохранении преобладания натрия над калием (Ширинян и др., 1963).

Породы смяты в линейные, иногда изоклинальные складки, разбитые многочисленными разрывными нарушениями, параллельными ограничивающим Севано-Акеринскую зону с севера и юга разломам глубинного типа. К деформированным частям складчатых структур, сложенных в определенной мере кислыми вулканогенными породами среднеэоценового возраста, и приурочены рудные поля колчеданных месторождений рудного района.

В западной части этого района находится Чибухлинское рудное поле, приуроченное к Чернореченской антиклинальной складке, а в восточной части района расположено Тандзутское рудное поле, охватывающее свод и крылья центральной части Агстевской антиклинали.

Тандзутское рудное поле, благодаря давно известному месторождению серного колчедана, изучалось В. Н. Котляром, К. Н. Паффенгольцем, Г. П. Багдасаряном, Б. С. Вартапетяном, Г. А. Чатиняном и др. Рудное поле, располагаясь на северном склоне Памбакского хребта в бассейнах рек Тандзут, Гарпи и в истоках р. Агстев, сложено среднеэоценовыми породами. В основании разреза лежит толща липарит-дацитовых порфиров, переслаивающихся с их туфами и пирокластическими породами среднего состава.

Толща порфиров с некоторым несогласием перекрыта осадочно-вулканогенной толщей, представленной диабазовыми и андезитовыми порфиритами, а на южном склоне Геджалинского хребта — туфогенными песчаниками и туффитами.

Широко развиты в рудном поле и в прилегающих к нему участках субвулканические и гипабиссальные породы. Субвулканические тела сложены липарит-дацитовыми порфирами, андезитовыми и диабазовыми порфиритами. Самая крупная пластообразная залежь субвулканических порфиров выходит на южном склоне Геджалинского хребта в толще туфогенных песчаников. Эта залежь,

принимавшаяся ранее за покров эффузивов, протягивается в длину до 3—3,5 км.

Петрографические особенности и химические составы субвулканических и эффузивных порфиров являются близкими. В целом те и другие по сравнению с соответствующими породами юрского колчеданосного комплекса характеризуются несколько большей щелочностью и меньшим преобладанием натрия над калием.

На южном склоне Геджалинского хребта близ с. Лермонтово выходит массив габбро, иногда обладающих полосчатой и шаровой текстурами. Приосевая часть хребта занята относительно крупным телом гранодиоритов, имеющим дайкообразную форму. Жильные породы представлены мелкозернистыми габбро, габбро-диоритами, гранит-порфирами, аплитами и т. д., образующими дайки в интрузивных массивах или в их экзоконтактах.

Структура Тандзутского рудного поля определяется приуроченностью его к своду и крыльям Агстевской антиклинали на погружении ее оси, связанном с ундуляцией шарнира. Крылья складки падают под углом в среднем около $40-50^\circ$; в северном направлении близ Тандзутского рудника антиклиналь становится более сжатой и углы падения возрастают до $60-70^\circ$. На северном крыле складки примерно вдоль ее оси прослеживается довольно значительное разрывное нарушение — Тандзутский сброс, по которому толща порфиров опущена на несколько сотен метров и приведена в контакт с толщей порфиров. Севернее вдоль склона Геджалинского хребта проходит Лермонтовский сброс, обладающий падением на юго-запад под углом $70-80^\circ$. На северном склоне Памбакского хребта отмечено еще одно разрывное нарушение северо-западного простирания — Памбакский сброс, также обладающий падением на юго-запад. Кроме разрывных нарушений северо-западного простирания, продольных по отношению к складчатой структуре, наблюдаются разрывные нарушения поперечного направления, особенно концентрирующиеся в толще порфиров близ ее юго-восточного погружения.

Важным элементом структуры рудного поля является сланцеватость, имеющая широкое, но неравномерное распространение. Большей частью сланцеватость имеет падение на юго-запад под углами $40-50^\circ$, т. е. близкими к углам падения плоскостей напластования. Интенсивность сланцеватости меняется в широких пределах и тонко рассланцованные породы чередуются с породами, почти не подвергшимися рассланцеванию. Максимальной интенсивности рассланцевание достигает в зоне контакта толщи порфиров с несогласно перекрывающими их андезитовыми и диабазовыми порфиритами.

Концентрация в определенных участках трещин рассланцевания, фиксирующая зоны межпластовых и межформационных срывов, обуславливает вместе с другими причинами размещение характерных для Тандзутского рудного поля проявлений серноколчеданного оруденения.

Рудные тела имеют форму линз или линзообразных залежей, имеющих субширотное простирание и преимущественно южное падение, согласное с падением межформационных зон отслаивания и рассланцевания (рис. 32). Скопления серного колчедана обычно имеют массивную текстуру. Но в главном рудном теле Тандзутского месторождения отчетливо выражены полосчатая и сланцеватая текстуры, образовавшиеся, как об этом можно судить по реликтам рудовмещающих пород в рудном теле, в результате замещения рассланцованных кислых эффузивов и туфов.

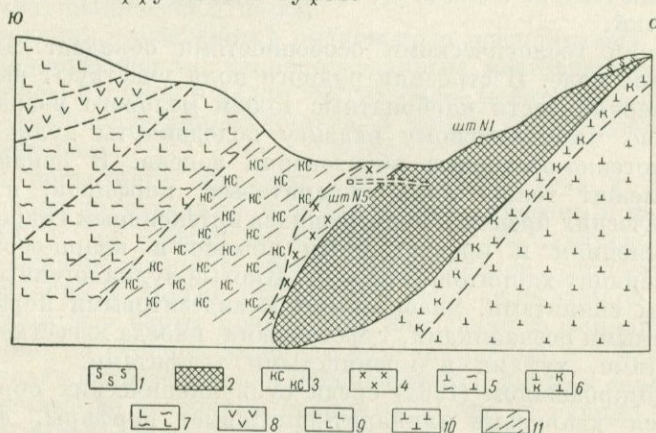


Рис. 32. Схематический геологический разрез через Тандзутское месторождение

1 — гипсово-мелантеритовая шляпа; 2 — серноколчеданные руды; 3 — кварц-серицитовые породы; 4 — кварц-пиррофиллитовые породы; 5 — кварц-серицит-хлоритовые породы; 6 — окварцованные туфы и вулканические брекчии липаритовых порфиров; 7 — измененные андезитовые порфиры и их туфы; 8 — туфы андезитовых порфиров; 9 — андезитовые порфиры; 10 — липаритовые и липарит-дацитовые порфиры, их туфы и вулканические брекчии; 11 — сланцеватость

В отдельных участках в виде лентообразных полос развиты также вкрапленные руды. В составе сплошных руд резко преобладает пирит, составляющий до 95—98% рудной массы. Он представлен обычно двумя генерациями. Первая генерация выражена мелкозернистым пиритом, вторая — крупными кристаллами кубического или пентагондекаэдрического габитуса. Изредка в рудах присутствуют халькопирит, сфалерит, теннантит, золото, а из нерудных минералов — кварц, серицит, хлорит и т. д.

Практически вся толща порфиров носит следы гипогенного выщелачивания и других гидротермальных изменений. В породах порфириевой толщи проявляется лишь пропилитизация, иногда очень резко выраженная. В толще порфиров гидротермальные изменения представлены большей частью обычным окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией. Однако около рудных тел здесь довольно широко проявляется пиррофиллитизация и в измененных породах встречаются, кроме того, алуниит и реже зунит (Саркисян, 1962, Ачикгезян, 1966).

Серноколчеданные руды располагаются главным образом в зоне контакта толщи порфиров с вышележащими вулканогенными породами основного и среднего состава и туфогенно-осадочными образованиями, где происходила нейтрализация растворов и концентрированное отложение пирита, слагающего тела пластообразной и линзообразной формы. Тандзутское месторождение расположено в месте резкого изгиба этого контакта, где мощность толщи кислых вулканогенных пород сильно уменьшается и где эта толща разбита многочисленными тектоническими трещинами продольного и поперечного направлений.

Близкими геологическими особенностями обладает Чибухлинское рудное поле. В строении рудного поля участвуют выходящие в его северной части карбонатные толщи мелового возраста, под которые по Чибухлинскому надвигу пододвинуты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования эоцена. В основании их разреза лежит толща липарит-дацитовых порфиров, их туфов и вулканических брекчий, подвергшихся интенсивным гидротермальным изменениям и превращенным обычно в кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые породы. Кислые вулканогенные породы перекрыты спилитами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и туфогенными песчаниками, туфогенными, иногда известковистыми, алевролитами, туфами и кремнистыми туффитами.

Р. Т. Джрбашяном (1964) среди субвулканических образований отмечаются кварцевые (липарит-дацитовые) порфиры, фельзиты, дацитовые порфириты, андезитовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты. Преобладают среди них субвулканические породы кислого состава, слагающие дайки и пластообразные залежи.

Жильные породы в рудном поле представлены гранодиорит-порфиритами, диорит-порфиритами и амфиболизированными габбро-пироксенитами. Дайкообразное тело последних обнаруживает некоторую стратифицированность, выраженную в развитии в нижней его части оливиновых пироксенитов, которые кверху сменяются габбро и выше плагиоклазитами. Дайки жильных пород, как и более крупные гранитоидные массивы, формировались в послесреднеэоценовое время, отчетливо контролируясь складчатыми и разрывными структурами субширотного простирання.

Главной структурной формой рудного поля является антиклинальная складка, в ядре которой выходят гидротермально измененные кислые вулканогенные породы, перекрытые на крыльях основными и средними эффузивами и туфогенно-осадочными образованиями. Северное крыло складки и ее свод прорваны интрузивными телами гранитоидов. Это же северное крыло складки приключается к Чибухлинскому надвигу. Сама складка обладает довольно сложным строением и небольшим синклинальным перегибом делится на Желтореченскую антиклиналь и расположенную в южной части рудного поля Чернореченскую антиклиналь. Северное крыло складки имеет угол падения около 60° , на южном крыле углы падения достигают

70°. Параллельно Чибухлинскому надвигу проходит сброс, рассекающий свод и крыло Чернореченской антиклинальной складки. Сброс в общем параллелен оси складки, которая здесь отчетливо изгибается с выпуклостью, обращенной к северу. В большинстве случаев тектонические трещины как субширотного, так и диагонального и поперечного направлений формировались в связи со складкообразовательными движениями, проявившимися, вероятно, весьма рано, так как трещины контролируют, по данным К. А. Мкртчяна (1963) и С. Ш. Саркисяна (1962), распределение не только жильных, но и субвулканических пород.

Проявления оруденения в рудном поле представлены Чибухлинским (Чернореченским) серноколчеданным месторождением, рудопроявлением Рудокон и рядом других более мелких рудопроявлений того же серноколчеданного состава, а также медным Чибухлинским месторождением.

Руды последнего образуют жилообразные тела в залбандах дайки габбро-пироксенитов и не могут быть отнесены к колчеданной формации, в чем можно согласиться с С. Ш. Саркисяном (1962).

В противоположность этому Чибухлинское серноколчеданное месторождение и другие проявления серноколчеданной минерализации носят все черты проявлений колчеданной формации. Непосредственно на серноколчеданном месторождении в основании разреза выходят гидротермально измененные порфиры, в верхней части превращенные во вторичные кварциты. Выше вторичных кварцитов залегают, однако, также кислые вулканогенные породы, слабо затронутые гидротермальными изменениями и перекрытые толщей пироксен-плагиоклазовых андезитовых порфиритов и их туфов.

Наблюдается определенная зональность в строении околорудного гидротермального ореола, которая в своих принципиально важных чертах близка к зональности в других серноколчеданных месторождениях юрского и эоценового возраста. В схеме во внешних зонах распространены альбит-эпидот-хлоритовые породы пропилитовой фации, сменяющиеся в промежуточных зонах кварц-серицит-хлоритовыми породами с реликтами эпидота и альбита. Во внутренних зонах ореола близ рудных тел развиты кварц-серицитовые породы с рутилом, лейкоксеном, иногда алунитом, зунитом и глинистыми минералами.

Руды Чибухлинского серноколчеданного месторождения и других рудопроявлений того же состава сложены главным образом пиритом, вместе с которым в незначительном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, а из нерудных минералов — кварц, серицит, барит и гипс.

Рудные тела обладают пластообразной или лентообразной формой и обычно приурочены к зоне контакта кислых вулканогенных пород с резко контрастными в литологическом отношении горизонтами. На месторождении ранее выделялось три рудных тела, залегающих одно под другим. По последним данным их можно объединить в одну линзообразную залежь, расщепляющуюся по падению на отдельные

ветви. В лежащем боку залежи наблюдаются отдельные прожилки и мелкие гнезда пирита, тогда как верхняя граница рудных тел является более резкой.

Приведенные краткие сведения о геологической позиции и минералого-геохимических особенностях колчеданных месторождений Севано-Акеринской зоны дают возможность сделать следующие выводы об условиях формирования и закономерностях размещения проявлений колчеданной минерализации в палеогеновом тектоно-магматическом комплексе.

1. В разрезе палеогенового колчеданосного тектоно-магматического комплекса участвуют вулканогенные породы, принадлежащие относительно контрастной базальт-дацит-липаритовой формации. В отличие от юрско-неокомового и верхнемелового тектоно-магматических комплексов, в которых кислые вулканогенные породы слагают верхи разреза дифференцированных колчеданосных серии, в палеогеновом комплексе такие породы лежат преимущественно в основании разреза.

2. При относительно широком развитии интрузивных пород и большом разнообразии их состава с колчеданосным вулканогенным комплексом парагенетически могут быть связаны лишь тела плагиогранитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и других пород плагиогранитного ряда (Джрбашян, 1964). Примечательным является небольшое развитие, а часто полное отсутствие в колчеданосных рудных полях даек жильных пород, исключая субвулканические образования.

3. В пространственной близости к субвулканическим фациям кислых вулканогенных толщ располагаются проявления колчеданного оруденения. Важной металлогенической особенностью Севано-Акеринской зоны является развитие простых по составу серноколчеданных месторождений, в которых минералы меди и цинка встречаются спорадически.

Развитые в пределах колчеданосных рудных районов месторождения и рудопроявления цветных металлов не связаны, вероятно, с проявлениями колчеданного оруденения.

4. В рудных полях колчеданных месторождений широко проявились средне- и низкотемпературные ступени гидротермальных изменений, охвативших преимущественно вулканогенные породы кислого состава.

Характерной чертой метасоматических ореолов в породах колчеданосного палеогенового тектоно-магматического комплекса является присутствие зон с высокоглиноземистыми минералами — пиррофиллитом, алунином, диккитом и т. д., сменяющихся зонами окварцевания, серицитизации и хлоритизации, которые в свою очередь сменяются имеющими региональное развитие проявлениями среднетемпературной и низкотемпературной пропилитизации. Присутствие в околорудных измененных породах высокоглиноземистых минералов и более или менее закономерная смена одних метасоматических зон другими могут рассматриваться, по-видимому, в каче-

стве свидетельства формирования метасоматических ореолов и отложения серноколчеданных руд в единый процесс регионального послевулканического метасоматоза. Появление различных по минеральному составу зон в этом случае было связано с изменением термодинамических условий процесса и с изменениями режима кислотности — щелочности растворов при их просачивании сквозь толщи вулканогенных пород.

5. Пространственное размещение серноколчеданных руд в гидротермально измененных вулканогенных породах, как и во всех других рудных районах, определяется сочетанием благоприятных литологических и структурных факторов. Первые из них демонстрируют проявление универсальной для колчеданных месторождений закономерности, выражающейся в почти исключительной приуроченности колчеданных руд к толще кислых вулканогенных пород в зоне их контакта с перекрывающими вулканогенными породами основного и среднего состава или туфогенно-осадочными образованиями. Роль структурных факторов, благоприятствовавших концентрированному накоплению колчеданных руд, выражается в приуроченности колчеданных месторождений и рудопроявлений к крыльям или сводам антиклинальных складок в местах пересечения их разрывными нарушениями продольного, а иногда поперечного или диагонального направления и зонами внутриформационного или межформационного отслаивания и рассланцевания на контактах литологически контрастных пачек. Появление зон межформационного рассланцевания на сравнительно небольших глубинах свидетельствует о высокой интенсивности деформации, связанной с приуроченностью колчеданосного палеогенового тектоно-магматического комплекса к зоне глубинных разломов, обусловившей линейный характер складчатых структур в толщах среднего эоцена.

6. Залегание колчеданных руд в зонах отслаивания и рассланцевания на контактах разнородных по физико-механическим свойствам толщ обуславливает линзообразную, пластообразную и лентообразную форму рудных тел и их почти согласное залегание с рудовмещающими породами.

Глава VII

ГЛАВНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Рассмотренный выше материал позволяет сопоставить характерные черты геологической позиции и условий формирования колчеданных месторождений в различных структурно-металлогенических зонах Малого Кавказа и яснее представить их общие признаки или специфические особенности, обусловленные сходством или различиями в ходе истории геосинклинального развития определенных частей земной коры.

Общую черту колчеданных месторождений, отчетливо проявляющуюся во всех колчедановых структурно-металлогенических зонах Малого Кавказа, как и других эвгеосинклинальных складчатых областей Земного шара, представляет связь колчеданного оруденения с тектоно-магматическими комплексами, сформировавшимися в начальные и ранние этапы развития подвижных поясов. Подразумеваемые нами начальные и ранние этапы по своей продолжительности, геологической и металлогенической сущности отличаются от начальных и ранних этапов схемы, предложенной Ю. А. Билибиным (1955). В схеме Ю. А. Билибина история развития подвижных поясов делится на пять этапов: начальные, ранние, средние, поздние и конечные. Предполагалось, что каждый из этих этапов, обладая примерно одинаковой продолжительностью, но специфическими особенностями развития седиментационных, магматических, тектонических и металлогенических процессов, отделен от другого проявившимися в пределах области складкообразовательными движениями. Особенно отчетливой является граница между ранними и средними этапами, совпадающая с началом инверсионной складчатости и резким изменением характера магматической деятельности, выражающимся в смене базальтоидных магм, зарождавшихся в верхней мантии, гранитоидными магмами палингенного происхождения.

Реальная история геосинклинального развития Малого Кавказа, начавшаяся в нижней юре, характеризуется наиболее отчетливыми проявлениями начальных и ранних этапов и наибольшей их длительностью. Действительно, общая инверсия геотектонического

режима на Малом Кавказе произошла в конце среднего эоцена. В течение же юры, мела и значительной части палеогена различные части Малого Кавказа испытывали прогибание и в них накапливались толщи осадочных и вулканогенных пород, сопровождавшиеся субвулканическими образованиями. Перерывы в осадконакоплении и в магматической деятельности были частыми, но эти перерывы не охватывали все части геосинклинали и не всегда сопровождались складчатостью. В тех же случаях, когда складкообразовательные движения были заметны, как это наблюдалось в предбатское, предкелловейское и неокомовое время, они не распространялись на всю интрагеосинклиналь Малого Кавказа и не приводили к полной консолидации земной коры в ее пределах.

Внедрявшиеся в периоды частных инверсий тектонического режима и складчатости гипабиссальные и жильные породы основного, среднего и кислого состава имеют отчетливое базальтоидное происхождение и комагматичны с ранее сформировавшимися вулканогенными толщами и субвулканическими образованиями. Лишь в конце среднего эоцена наступает общая консолидация земной коры, поступление базальтоидных расплавов прекращается и вовлекается в плавление сиалическая оболочка, вследствие чего интрузивные породы верхнеэоценового возраста являются производными самостоятельных гранитных магм.

Таким образом, начальные и ранние этапы развития подвижного пояса Малого Кавказа охватывают промежуток времени от нижней юры до среднего эоцена, составляющий около 100 млн. лет, тогда как продолжительность средних этапов развития этого же пояса, приходившихся на верхний эоцен — нижний миоцен, составляет всего лишь около 10—15 млн. лет.

Первопричина закономерной связи колчеданного оруденения с тектоно-магматическими комплексами начальных и ранних этапов развития подвижных поясов эвгеосинклинального типа заключается очевидно, в обогащенности медью и другими тяжелыми металлами очагов базальтовой магмы, зарождающихся в нижних частях земной коры или в верхней мантии в начале прогибания определенных структурно-формационных зон.

Сложное развитие магматических очагов и чередовавшееся с ним или синхронное ему осадконакопление регулировалось тектоническими движениями, носившими специфический характер не только в различных структурно-формационных зонах, но и в различных колчеданосных рудных районах в пределах одной и той же структурно-формационной зоны. В связи с этим объем и строение тектоно-магматических комплексов, представляющих совокупность залегающих в определенной геологической обстановке частных магматических комплексов и осадочных или вулканогенно-осадочных толщ, не являются одинаковыми, что находит отражение в металлогенической специфике отдельных районов и, в частности, в минералогеохимической характеристике колчеданных месторождений, условиях их образования и закономерностях размещения.

Юрско-неокомовый тектоно-магматический комплекс сформировался в течение лейаса — неокома в антиклинориях Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны, развивавшейся в течение этого времени по типу наложенной геосинклинали на разбитом разноориентированными разломами складчато-глыбовым эопалеозойском основании. Относительно небольшая интенсивность тектонических движений и значительная мощность земной коры, достигающая в пределах зоны 50—60 км, предопределили состав родоначальных магматических расплавов и пути их эволюции. Анализ хода развития магматической деятельности в Алавердском районе приводит к выводу о том, что возникший в начальные стадии прогибания эвгеосинклинали очаг базальтовой магмы достаточно быстро переместился в более высокие горизонты земной коры и здесь вследствие ассимиляции значительных масс более кислого сиалического материала приобрел андезитовый состав. Дальнейшие физико-химические изменения этого расплава, локализовавшегося не столько в каком-либо имевшем региональные размеры бассейне, сколько в отдельных, располагавшихся на различных гипсометрических уровнях резервуарах, привели к появлению разнообразных магматических пород, извергнутых в течение юры на земную поверхность, либо застывших в течение той же юрской эпохи или в несколько более позднее нижнемеловое время на относительно небольших глубинах. Таким образом, можно считать, что все юрско-неокомовые магматические породы Сомхето-Карабахской зоны более или менее тесно связаны между собой общностью первоначального магматического источника.

Юрско-неокомовый тектоно-магматический комплекс включает дифференцированные по составу вулканогенные толщи байоса и недифференцированные вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи бата и верхней юры (вместе с фациально замещающими вулканогенные фации или чередующимися с ними нормальными осадочными и туфогенно-осадочными отложениями), сопровождающие вулканогенные свиты и близкие к ним по составу субвулканические образования, а также интрузивные гипабиссальные породы плагиогранитного ряда и разнообразную по составу жильную серию, также формировавшуюся в гипабиссальных условиях.

Общность родоначального очага для всех магматических образований юрско-неокомового комплекса и некоторых петрографических особенностей, размещение различных магматических пород в одних и тех же структурах позволяют рассматривать весь комплекс в качестве интрузивно-эффузивного комплекса или вулканоплутонической ассоциации. Последний, более общий термин, предложен в решении Совещания по вулканоплутоническим формациям. Интрузивные и дайковые члены комплекса близки к субвулканическим образованиям, хотя термин «субвулканическая гранитная формация» (Кузнецов, 1964) применяется обычно к интрузивным гранитоидным породам, образовавшимся в орогенный этап развития подвижных поясов.

Смена знаков движений в различных частях Сомхето-Карабахской зоны была неодновременной, а интенсивность движений, так же как морфологический характер и глубины заложения тех разломов в складчато-глыбовом фундаменте, по которым в значительной мере происходила разрядка этих движений и продвижение магматических расплавов в верхних горизонтах литосферы, в разных районах были неодинаковыми, что обуславливало различия в объеме и строении тектоно-магматического комплекса. Наиболее существенные из этих различий сводятся к следующему.

1. Мощность стратифицированной части комплекса и особенно дифференцированной нижней вулканогенной серии является значительно большей в юго-восточном отрезке Сомхето-Карабахской зоны по сравнению с ее северо-западными районами, что демонстрирует различные амплитуды прогибания в разных частях зоны.

2. Состав вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и особенно той же нижней вулканогенной серии, наиболее интересной с практической точки зрения, испытывает значительные изменения в различных районах. В Алавердском рудном районе в стратифицированной части комплекса осадочные и туфогенно-осадочные пачки имеют большее удельное значение по сравнению с юго-восточными районами. Наряду с этим состав нижней вулканогенной серии в Алавердском районе является в целом более кислым по сравнению с теми же юго-восточными районами. Важное значение имеет то обстоятельство, что в Кедабекском рудном районе в нижней вулканогенной серии более значительную роль играют основные эффузивы и их пирокластические аналоги и вся серия в значительной мере приближается к контрастному ряду дифференциатов базальт-дацит-липаритового состава в противоположность Алавердскому району, где эта же серия отвечает непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. В Кафанском районе при сохранении той же непрерывности дифференциационного ряда в нижней вулканогенной серии верхнебайосская вулканогенная толща, венчающая разрез этой серии, отличается более высокой основностью пород по сравнению с Кедабекским, Чирагидзорским и Алавердским рудными районами. Изменение литологического состава верхнебайосской толщи и всей нижней вулканогенной серии одновременно фиксирует и изменение характера вулканической деятельности, которая в Алавердском и Кафанском рудных районах выражалась в основном в виде извержений вулканов центрального типа, тогда как в азербайджанской части Сомхето-Карабахской зоны значительную, если не главную, роль играли трещинные излияния (Абдуллаев, 1963).

3. Формирование тектоно-магматического комплекса в целом или отдельных его частей и, следовательно, геохронологические рамки этапов и стадий тектоно-магматического цикла не были строго синхронными в разных частях зоны. Особенно ярким свидетельством асинхронности тектонических движений, иллюстрирующей волнообразный характер прогибания зоны, служит более раннее окончание формирования нижней вулканогенной серии в Алавердском

районе по сравнению с районами расположенными юго-восточнее. В последнем случае рубежом, разделяющим окончание формирования нижней вулканогенной серии и начало накопления трансгрессивной осадочно-вулканогенной толщи, служит самый конец байоса, тогда как в Алавердском районе этот рубеж лежит еще в верхнем байосе. Соответственно возраст трансгрессивной толщи в юго-восточных районах Сомхето-Карабахской зоны датируется батом, а в Алавердском районе — верхним байосом — батом.

Все эти различия в мощностях определенных толщ, в их литологическом составе и возрастной датировке подчеркивают блоковое строение структурно-формационной зоны и, в частности, отражают очевидное наличие поперечных разломов в ее фундаменте. В юрско-неокомовом структурном ярусе такие разломы отражаются флексуриобразными сопряжениями антиклинорий и синклинорий или отдельных брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок, являющихся характерными складчатыми формами в Сомхето-Карабахской зоне, появлением складок поперечного простирания или поясов повышенной трещиноватости аналогичного направления, резкими изменениями фаций и мощностей вулканогенных и осадочных толщ и изменениями интенсивности или характера проявлений субвулканического и интрузивного магматизма.

4. Интрузивный магматизм во всех его фациях — субвулканической, гипабиссальной или более глубинной и жильной — проявлен в различных районах неравномерно. В Алавердском и Кедабекском рудных районах наряду с многочисленными субвулканическими телами широко распространены интрузии гранитоидов преимущественно плагиогранитного ряда и дайки или пластообразные залежи жильных пород различного состава. В Кафанском районе интрузивные породы развиты относительно слабо, но широким распространением пользуются разнообразные по составу и относительноному возрасту субвулканические и жильные образования. Еще более бедны проявлениями глубинной магматической деятельности Чирагидзорский рудный район, в котором, кроме различных по составу субвулканических образований, относительно широко развиты жильные породы среднего и основного состава. Следует отметить также и различия во времени внедрения гранитоидных массивов в различных частях Сомхето-Карабахской зоны, хотя возрастная датировка этих интрузий в ряде случаев еще является предположительной. В общем, однако, в азербайджанской части зоны намечаются две возрастные группы гипабиссальных и жильных пород — предбатская, или батская, и неокомовая; возраст последней Э. Ш. Шихалибейли (1965) предлагает опустить до верхней юры. В Алавердском и Кафанском районах батский или предбатский этап интрузивной магматической деятельности, исключая субвулканические образования, как будто не проявился и все интрузивные и жильные породы юрско-неокомового тектоно-магматического цикла сформировались в конце его, т. е. в конце верхней юры или в неокOME. Следует, однако, сказать, что по данным определений абсолютного возраста

калий-аргоновым методом (Багдасарян и др., 1966) формирование Ахпатского массива происходило примерно 145 млн. лет назад, что отвечает началу верхней юры.

Верхнемеловой колчедановосный тектоно-магматический комплекс в своих принципиально важных чертах близок к только что рассмотренному комплексу юры — неокома. Это сходство прежде всего обусловлено, очевидно, тем, что и само развитие Болнисской подзоны или зоны в течение верхнего мела было близким к развитию осевой части Сомхето-Карабахской зоны в юре — неокоме. Тот и другой блоки земной коры развивались по типу наложенной геосинклинали на раздробленном складчато-глыбовом палеозойском цоколе. Присутствие в Болнисской зоне в основании верхнемелового комплекса порфиритовой свиты байоса и терригенно-осадочных толщ нижней юры вследствие их относительно малой мощности не могло, вероятно, уничтожить влияние глыбовой тектоники.

Верхнемеловой тектоно-магматический комплекс Болнисской зоны объединяет вулканогенно-осадочную толщу нижнего сеномана и фациально замещающие друг друга андезит-дацит-липаритовую и туфогенно-осадочную толщ верхнего сеномана — нижнего сенона, наплававшихся в эпоху интенсивного прогибания зоны, и карбонатную толщу верхнего сенона, формирование которой происходило, по-видимому, в обстановке инверсии тектонических движений. В состав комплекса входят также субвулканические тела кислого и реже среднего и основного состава, а также мелкие тела гипабиссальных пород гранитоидного ряда. В отличие от юрско-неокомового тектоно-магматического комплекса роль туфогенно-осадочных пород и пирокластического материала в стратифицированной части верхнемелового тектоно-магматического комплекса является гораздо более значительной, и сам разрез этой части комплекса отличается большой пестротой, подчеркивающей резкую дифференцированность тектонических движений в течение верхнемелового тектоно-магматического цикла и накопление вулканогенных толщ путем извержений центрального типа. Интрузивные и жильные породы глубинного происхождения в тектоно-магматическом комплексе верхнего мела играют весьма скромную роль, будучи во многих случаях весьма близкими по петрографическим особенностям и условиям кристаллизации к субвулканическим фациям вулканогенной толщ.

Более значительными отличиями характеризуется палеогеновый колчедановосный тектоно-магматический комплекс, распространенный в северо-западной части Северо-Акеринской зоны. Достаточно глубокие отличия в строении палеогенового тектоно-магматического комплекса были обусловлены, вероятно, специфическим развитием этой зоны по типу возрожденной геосинклинали. Такой тип развития был в свою очередь связан с возникновением или обновлением серии глубинных разломов, по которым еще в верхнемеловое время из верхней мантии поступали магматические расплавы ультраосновного состава, а в среднем эоцене происходило поступление базальтоидных магм, частью извергавшихся на поверхность, частью

застывавших на глубине. В зонах этих же глубинных разломов, но в несколько более позднее время происходило плавление сиалического материала с образованием палингенного гранитового магматического расплава. Таким образом, в Севано-Акеринской зоне магматическая деятельность в верхнемеловое и палеогенное время была связана с автономным поступлением магм ультраосновного, основного и кислого состава. В совокупности с процессами дифференциации и ассимиляции самостоятельное существование очагов магматических расплавов различного состава явилось причиной большого разнообразия магматических пород, распространенных в этой зоне. Лишь гипабиссальные породы плагитогранитного ряда и некоторые разности жильных пород, наряду с субвулканическими образованиями, могут рассматриваться в качестве составных частей палеогенового колчедановосного тектоно-магматического комплекса, основу которого составляют эффузивные и пирокластические породы основного, среднего и кислого состава. Судя по имеющимся данным (Абовян и др., 1962), вулканогенная часть комплекса выражена достаточно контрастным рядом дифференциатов, преимущественно представленных, с одной стороны, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и их пирокластическими аналогами и, с другой стороны, липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами, их туфами и вулканическими брекчиями. Р. Т. Джрбашян (1964) указывает на присутствие в среднеэоценовой вулканогенной толще спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, тесно пространственно связанных с преобладающими в толще вулканогенными породами андезитового состава. В то же время промежуточные между последними и липаритовыми порфирами разности дацитового состава имеют весьма ограниченное распространение.

Значительная петрографическая и петрохимическая разнородность магматических пород и заметная разорванность времени формирования различных их типов, связанная с поступлением магматических расплавов из автономных родоначальных магматических очагов или отделившихся от них периферических резервуаров, является важнейшей отличительной особенностью магматизма Севано-Акеринской зоны. Другой важной особенностью Севано-Акеринской зоны и в том числе колчедановосного среднеэоценового комплекса, наложившей, как и особенности магматизма территории, отпечаток на ее металлогеническую характеристику, является высокая степень дислоцированности вулканогенных и осадочных отложений и наличие ряда локальных и региональных перерывов, обусловленных ранним проявлением складкообразовательных движений и их длительным скачкообразным развитием.

Формирование колчедановосных тектоно-магматических комплексов в различных структурно-формационных зонах сопровождалось интенсивными проявлениями метаморфизма и метасоматоза, связанными с циркуляцией гидротермальных растворов, отщеплявшихся от магматических расплавов и смешивавшихся, по-видимому, с нагретыми до высоких температур погребенными в вулканогенных и осадоч-

ных породах вадозовыми водами. Отдельные порции этих растворов выносили соединения тяжелых металлов, отлагавшихся при определенных физико-химических условиях в виде более или менее крупных залежей в благоприятных по структурным и литологическим особенностям участках. Развитие процессов метаморфизма и метасоматизма, как было показано ранее, шло сложным путем в связи с неоднократным поступлением растворов, циркулировавших при накоплении разновозрастных вулканогенных толщ и при одновременном внедрении субвулканических, гипабиссальных и жильных пород. В обобщенном виде, однако, можно выделить два главных этапа развития метаморфических и метасоматических процессов, первый из которых отвечает этапу преимущественного прогибания определенной структурно-формационной зоны, накопления в ней вулканогенных толщ и внедрения субвулканических образований в связи с начальными стадиями складчатости, а второй совпадает с эпохой преимущественного вздымания той же зоны, проявляется в ней частной или общей инверсионной складчатости и внедрения гипабиссальных и жильных пород.

Специальное рассмотрение вопроса об одноэтапности (моноасцедентности) и многоэтапности (полиасцедентности) гидротермальных процессов в общем плане или применительно к конкретным рудным районам и месторождениям на Конференции по проблемам послемагматического образования в 1963 г. в Праге, несмотря на большое количество фактического материала и ряд весьма интересных соображений геологического и физико-химического порядка (Смирнов, 1963; Вольфсон и Лукин, 1963; Hanuš, 1963; Ritchie, 1963 и др.), показало большую сложность проблемы и отсутствие достаточно надежных критериев для расчленения гидротермальных процессов на определенные этапы. Ни структурные признаки, такие как характер границ между различными метасоматическими зонами, дробление одних минеральных ассоциаций и цементирование их другими, пересечение метасоматических зон прожилками тех или иных минералов и др., ни текстурные особенности — замещение одних минералов другими, наличие пустот растворения и друз минералов в этих пустотах, ни реликты определенных минеральных ассоциаций в метасоматических зонах другого состава и др. не дают однозначного ответа на вопрос о разобщенности гидротермальных процессов во времени, так как в большинстве случаев и в рамках одного этапа эти процессы развиваются в стадии, нередко, как было показано ранее, разделенные внутрирудными тектоническими движениями. По существу представления об одноэтапности или разобщенности гидротермальных процессов могут базироваться пока что лишь на анализе соотношений проявлений метаморфизма и метасоматоза с субвулканическими и гипабиссальными породами, свидетельствующем о сложности этих процессов в колчеданных металлогенических зонах Малого Кавказа.

В общем виде ход метаморфических и метасоматических процессов, их физико-химические условия и образовавшиеся при этих

процессах метасоматические фации были более или менее подробно охарактеризованы в разделе, посвященном метаморфическим и метасоматическим образованиям Алавердского рудного района. Вследствие этого необходимо коснуться лишь тех аспектов проблемы, которые становятся более ясными в результате рассмотрения материала по другим рудным районам.

Анализ этого материала достаточно отчетливо показывает, что развитие метаморфических и метасоматических процессов, как и процессов рудоотложения, находится в причинной зависимости от конкретных условий формирования тектоно-магматических комплексов и, следовательно, от их строения. В районах с относительно простым строением тектоно-магматических комплексов, формирование которых в основном закончилось еще в период преимущественного прогибания территории и начальных стадий складчатости, метаморфические и метасоматические процессы проявились одноактно, хотя и отличались длительным непрерывно-прерывистым развитием.

Начальные стадии этих процессов выразились в автометасоматических преобразованиях основной массы и вкрапленников в вулканогенных и субвулканических породах и в выполнении в них миндалин. С автометаморфизмом было связано, как отмечалось, и начало натриево-кремниевого метасоматоза, получившего более полное выражение при непрерывном перерастании автометаморфических процессов в региональные послевулканические преобразования, когда в основных и средних вулканогенных породах и близких к ним по составу туфогенно-осадочных образованиях развивалась главным образом среднетемпературная кварц-пирит-хлорит-эпидотовая гидротермальная ассоциация, отвечающая среднетемпературной пропилитовой фации. В кислых вулканогенных породах, включая и субвулканические образования аналогичного состава, пропилитизация проявилась относительно слабо вследствие изначально низкого содержания в этих породах щелочных земель и железа, которые при слабощелочном или нейтральном характере растворов в значительных количествах не могли переноситься из богатых этими компонентами вулканогенных толщ. В то же время перераспределение кремнезема и щелочей — в первую очередь окиси натрия — шло в широких масштабах.

Основные проявления регионального послевулканического метасоматоза или пропилитизации, как отмечалось ранее, связаны с внедрением главной массы субвулканических тел, сопровождающих колчедановые дифференцированные толщи андезит-дацитового, базальт-андезит-дацит-липаритового или базальт-липаритового состава. Таким образом, эти гидротермальные изменения приходится в юрско-неокомовом тектоно-магматическом цикле на предбатское или батское (предверхнеюрское) время. В верхнемеловом цикле пропилитизация прошла в предверхнесенонское время, а главные стадии этого процесса в палеогеновом тектоно-магматическом цикле закончились в среднем эоцене. О справедливости такой возрастной

датировки процессов регионального послевулканического метасоматоза свидетельствуют несравненно меньшие масштабы пропилитизации или полное отсутствие ее проявлений в породах верхней юры, верхнего сенона и верхнего эоцена и, наоборот, широкое развитие этих проявлений в субвулканических, гипабиссальных и жильных породах, внедрявшихся в связи с начальными стадиями складчатости в течение всех трех тектоно-магматических циклов.

Весьма важной особенностью развития метасоматических и метаморфических процессов, улавливаемой при рассмотрении их проявлений в районах с развитием редуцированных тектоно-магматических комплексов, можно считать более или менее отчетливую связь с пропилитизацией гипогенного выщелачивания и переотложения выщелоченных компонентов. Проявления этих взаимосвязанных процессов, находящие особенно интенсивное выражение в толще кислых вулканогенных пород, обусловлены, очевидно, кислотно-щелочной дифференциацией гидротермальных растворов в соответствии с представлениями Д. С. Коржинского (1962, 1964).

В результате гипогенного предрудного выщелачивания в кислых вулканогенных породах, в той или иной мере затронутых пропилитизацией, при более или менее высоких температурах развивались вторичный кварц, андалузит, диаспор, топаз, зунит и другие относительно высокотемпературные высокоглиноземистые минералы. При падении температуры, наблюдавшемся в краевых частях гидротермальной колонны, т. е. в периферических частях зон разрывных нарушений и связанной с ними трещиноватости, кислотное выщелачивание приводило к развитию более низкотемпературной ассоциации высокоглиноземистых минералов — диккита, алунита, пирофиллита, а также кварца. Еще дальше от главных путей движения растворов происходила их нейтрализация. Такие, близкие к нейтральным, растворы вызывали, по-видимому, разложение среднетемпературного пропилитового парагенезиса с замещением эпидота карбонатом.

Вслед за выщелачиванием более поздние порции растворов производили отложение выщелоченного в более низких горизонтах или выносившегося из магматического очага железа с образованием в определенных частях метасоматических колонок скоплений серноколчеданных руд. Такая схема развития процессов метасоматоза вытекает из анализа материалов по Чирагидзорскому рудному району и Тандзутскому и Чибухлинскому рудным полям, где к колчеданной формации принадлежат рудные тела серноколчеданного состава, в которых примеси других тяжелых металлов содержатся в незначительном количестве. В обоих этих районах (Чирагидзорском и Чибухлы-Тандзутском) формирование колчеданосных тектоно-магматических комплексов закончилось еще до инверсионной складчатости. В некоторых случаях гидротермальные растворы и в этап регионального послемагматического метасоматоза и связанного с ним гипогенного выщелачивания и переотложения выщелоченных компонентов могли приносить из магматических очагов медь, цинк,

свинец и некоторые другие металлы и отлагать их вместе с пиритом в виде колчеданных тел сложного состава. Именно такой путь формирования медноколчеданных рудных тел и полиметаллических залежей колчеданного типа предполагается большинством исследователей для месторождений Кафанского рудного поля. Не исключена возможность, что и в других колчеданосных рудных районах в процессе регионального послевулканического метасоматоза могло происходить накопление пирита и некоторой части сульфидов цветных металлов.

Однако приводившийся ранее материал дает основание считать, что колчеданные рудные тела в этих районах в главной своей массе сформировались в более поздний этап метасоматоза, следовавший за частной инверсионной складчатостью и внедрением синхронных с ней или несколько более поздних гипабиссальных и жильных пород. В Северной Армении и Кедабекском рудном районе этот этап более позднего метасоматоза приходился на неокм, а в Болнисском рудном районе — на самый конец верхнего мела, т. е. на конец этапа преимущественного вздымания того или иного участка земной коры.

Отличительной особенностью метасоматических преобразований этого этапа является их относительно низкотемпературный характер и локальное в общем развитие, вследствие чего эти преобразования могут быть с полным основанием отнесены к околотрещинному метасоматозу или представлять проявления приконтактового метаморфизма, если они развиваются в контактах гранитоидных тел. Более широкое распространение получили в течение этого этапа автometасоматические изменения, проявившиеся в той или иной мере во всех гипабиссальных и жильных породах и выразившиеся в альбитизации и серицитизации полевых шпатов в кислых разностях этих пород и в хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации разностей основного и среднего состава.

Приконтактовые метаморфические и метасоматические процессы проявились главным образом в экзоконтактах более или менее крупных гранитоидных интрузий, так как мелкие тела гранитоидов и тем более дайки кислого, среднего и основного состава не оказывали вследствие своего небольшого объема и незначительного содержания в них летучих веществ, существенного теплового воздействия на вмещающие вулканогенные и осадочные образования. В контактах гранитоидных массивов вмещающие вулканогенные и туфогенно-осадочные породы основного и среднего состава подвергались ороговикованию с образованием эпидот-хлоритовых роговиков. В контактах с карбонатными породами при этих же процессах образовались скарны, известные в небольшом количестве в экзоконтакте Кедабекского массива, сложенного главным образом кварцевыми диоритами.

В общем однако наиболее характерные и важные с металлогенической точки зрения гидротермальные процессы в течение этого этапа выразились в околотрещинном метасоматозе, главным результатом

которого было дорудное гипогенное выщелачивание и последующее отложение выщелоченных и привнесенных из магматического очага компонентов.

Сам процесс околотрещинного метасоматоза отчетливо распадался на ряд следовавших друг за другом или иногда, вероятно, частично перекрывавших друг друга стадий. Первой из этих стадий было предрудное выщелачивание, обусловившее превращение вмещающих пород во вторичные кварциты или кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-карбонатно-хлоритовые образования, содержавшие в том или ином количестве реликты первичных магматических парагенезисов либо остатки возникших при предшествовавшем региональном послевулканическом метасоматозе минеральных ассоциаций.

Вероятно, при предрудном выщелачивании этого этапа были разложены и высокотемпературные высокоглиноземистые минералы, если они образовались в породах при послевулканическом метасоматозе. Такое предположение вытекает из того, что минеральные ассоциации с участием высокотемпературных высокоглиноземистых минералов встречаются в гидротермально измененных породах, как указывалось лишь в районах с одноэтапным развитием метасоматических процессов. В тех же районах, где широко проявился околотрещинный метасоматоз более позднего этапа, шедший при относительно низких температурах, высокотемпературные высокоглиноземистые минералы отсутствуют или присутствуют в весьма незначительных количествах, представляя, надо полагать, реликты более ранних ассоциаций. Более же низкотемпературные высокоглиноземистые минералы, такие как диккит, алунит, пирофиллит, могли возникать и после регионального послевулканического метасоматоза в связи с предрудным гипогенным выщелачиванием.

Из предложенной схемы развития метасоматических процессов следует, что и в течение второго этапа в более поздние стадии метасоматоза происходило отложение выщелоченных из пород и привнесенных из магматического очага компонентов. Это отложение шло в обстановке резко менявшихся термодинамических условий и химизма среды, прежде всего ее окислительно-восстановительного потенциала и величины pH. В связи с этим отложение компонентов, важнейшей частью которого являлось выпадение из раствора ряда рудных минералов, распадалось на отдельные частично шедшие параллельно, частично следовавшие друг за другом стадии.

Представление о стадиях в этом случае является в значительной степени условным, так как практически можно говорить лишь о различных типах метасоматоза — железо-магнезиальном, калиевом, рудном, сульфатно-бариевом и сульфатно-кальциевом. Правда, обычно видно, что рудный метасоматоз, шедший параллельно с отложением рудных минералов в открытых полостях, являлся более поздним, чем железо-магнезиальный и калиевый типы метасоматоза. Еще более поздним, в общем случае, был сульфатный метасоматоз в обоих его типах — баритовом и гипсово-ангидритовом.

Поздний этап гидротермальных процессов, как следует из приведенных данных, получил достаточно отчетливое выражение в Алавердском и Кедабекском рудных районах, где юрско-неокомовый тектоно-магматический комплекс характеризуется сложным строением и, в частности, широким развитием гипабиссальных и жильных пород, внедрившихся в процессе частной инверсионной складчатости или после нее. Этот же этап практически не проявился в рудных районах с относительно простым строением тектоно-магматического комплекса, где гипабиссальные и жильные его члены имеют небольшое распространение и характеризуются сравнительно ранним внедрением, происходившим до инверсионной складчатости.

Это в первую очередь относится к Чирагидзорскому и Чибухлы-Тандзутскому рудным районам. Менее определенное положение занимают Кафанский и Болнисский рудные районы. Первый из них, отличаясь довольно сложной совокупностью магматических комплексов, относится большинством исследователей к районам с одним ранним этапом развития метасоматических процессов. Наоборот, Болнисский район, где гипабиссальные и жильные породы распространены слабо, в соответствии с представлениями большинства исследователей характеризуется проявлением позднего этапа метасоматоза и рудоотложения, который отвечает концу верхнего мела, а по Ю. И. Назарову (1962, 1966) даже палеогену. Обращая внимание на различия в характере гидротермальных изменений на колчеданных месторождениях, связанных с различными тектоно-магматическими комплексами или их модификациями, необходимо в то же время подчеркнуть, что в целом строение метасоматических ореолов колчеданных месторождений в различных структурно-металлогенических зонах и рудных районах обладает многими общими чертами, так как ход процессов метасоматоза на разных его этапах регулировался одинаковыми или близкими друг другу физико-химическими факторами.

Отложение руд в колчеданных месторождениях различных подтипов тоже происходило в близких физико-химических или вернее термодинамических условиях.

Минеральный состав руд, их структурно-текстурные особенности и характер околорудных изменений, наиболее близких по времени к отложению руд, свидетельствуют об образовании месторождений на небольших глубинах. Об этом говорит развитие в рудах брекчиевидных и колломорфных текстур и частое присутствие в рудных телах или в непосредственной близости от них в околорудных породах таких минералов, как гипс, ангидрит, гематит, образующихся в резко окислительной обстановке и при небольших давлениях. Ориентировочные расчеты показывают, что в юрско-неокомовом комплексе глубина образования колчеданных месторождений, сформировавшихся в конце юры или в неокоме, составляла около 1 км, а в месторождениях батского или предбатского возраста измерялась меньшими цифрами. Примерно такие же глубины накопления руд характерны, по-видимому, и для месторождений, связанных с верхнемело-

вым и палеогеновым тектоно-магматическими комплексами. Это вытекает из примерной реставрации разрезов в момент рудоотложения в различных месторождениях.

Тот же минеральный состав руд и околорудных пород свидетельствует о преимущественно средне- и низкотемпературных условиях процессов рудоотложения. Правда, для начальных стадий этих процессов, когда происходило отложение главным образом пирита и кварца, характерны были более высокие температуры, составлявшие, вероятно, не менее $400-500^{\circ}$. Однако основная масса практически интересных концентраций медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд накапливалась при более низких температурах, лежавших, вероятно, в интервале $300-150^{\circ}$. Последние же стадии процесса рудоотложения, когда из растворов выпадали сульфаты и сопровождавшие их поздние сульфиды, характеризовались дальнейшим понижением температуры, опускавшейся, по-видимому, до нескольких десятков градусов. Этот же порядок цифр подтверждается и изучением газово-жидких включений в рудообразующих минералах методами декрепитации и гомогенизации (Гогшвили и др., 1965).

Еще больше общих черт имеют рудоконтролирующие структурные факторы, определяющие пространственное положение колчеданосных рудных районов, рудных полей и самих колчеданных месторождений, а также морфологические особенности и условия залегания последних. Эти общие черты характеризуются неоднократно подчеркивавшейся локализацией колчеданного оруденения в благоприятных по своим структурным и литологическим особенностям участках, т. е. в тех участках, где распространены кислые вулканогенные породы, перекрытые устойчивыми к метасоматозу основными и средними вулканогенными образованиями или туфогенно-осадочными породами и подвергшиеся достаточно интенсивной деформации.

Основной причиной такой интенсивной деформированности кислых вулканогенных пород в благоприятных для локализации оруденения участках является не только и не столько их участие в складчатых структурах, сколько пересечение этих участков разрывными нарушениями и сопровождающими их тектоническими трещинами, причем разрывные нарушения имеют, как правило, древнее синхронное с накоплением рудовмещающих вулканогенных толщ, заложение. В то же время разрывные нарушения и сопровождающие их тектонические трещины закономерно связаны со складчатыми структурами и развиваются в их определенных частях. Сочетание складчатых и разрывных нарушений и положение в них благоприятных для метасоматоза и рудоотложения толщ кислых вулканогенных пород в конкретных участках определяют типы структур колчеданосных рудных районов, рудных полей и колчеданных месторождений и обуславливают локализацию, морфологические особенности и условия залегания рудных концентраций.

Индивидуализация структурных типов колчеданосных рудных районов связана с особенностями строения сложенных вулканоген-

ными породами антиклинориев в различных структурно-формационных зонах и взаимосвязанным с этим строением расположением пересекающих складки разрывных нарушений. В одних случаях рудные районы (Алавердский, Чирагидзорский) оказываются приуроченными к погружениям антиклинориев, в других случаях располагаются на их крыльях (Кедабекский, Кафанский рудные районы). Осложняющим структуру Кафанского рудного района обстоятельством является шовный характер главной складчатой структуры в связи с ее пространственной близостью к зоне глубинных разломов, разделяющих различные структурно-формационные зоны.

Особый тип представляет структура Болнисского рудного района, приуроченного к вулкано-тектонической антиклинальной складке в сложенном верхнемеловым тектоно-магматическим комплексом синклинории. Специфическими чертами обладает и структура Чибухлы-Тандзутского рудного района, также располагающегося в области развития антиклинальных складок в Севано-Ширакском синклинории, сложенном тектоно-магматическим комплексом палеогена. Специфику структуре придает приуроченность района к зоне глубинных разломов и связанная с этим интенсивная деформированность вулканогенных и осадочных толщ.

Близостью принципиально важных структурных особенностей обладают и рудные поля колчеданных месторождений, во всех случаях приуроченные к крыльям антиклинальных складок или иногда к их сводам, рассеченным разрывными нарушениями и поясами повышенной трещиноватости или интенсивного расслаивания.

Наиболее частой структурной обстановкой является приуроченность рудных полей (Алавердское, Шамлугское, Чирагидзор-Тоғаналинское рудные поля) к изгибам крыльев брахиантиклиналей, где разрывные нарушения и связанная с ними тектоническая трещиноватость получают максимальное развитие.

Второй тип структур рудных полей представляет Ахтальское рудное поле, также расположенное на крыле брахиантиклинали, рассеченном разрывными нарушениями различных направлений и осложненном зонами внутриформационного отслаивания и расщепления. Особенностью рудного поля является его приуроченность к деформированной и денудированной вулканической постройке.

Третий тип структур, характеризующийся приуроченностью к разбитым разрывными нарушениями и поясами повышенной трещиноватости мелким брахиантиклинальным складкам на крыльях более крупных брахиантиклиналей, хорошо выражен в Кедабекском рудном поле.

Структура Кафанского рудного поля является примером четвертого структурного типа рудных полей. Это рудное поле, как и рудные поля первого структурного типа, расположено на крыле брахиантиклинали, рассеченном разрывными нарушениями различного простирания и оперяющими их трещинами. Развитие разрывных нарушений в значительной мере определяется близостью рудного поля

к зоне глубинных разломов и возможным наличием в его пределах вулканического купола, на что указывают В. Н. Котляр (1964), а также П. Д. Яковлев и В. В. Оленин (1965) в предложенной ими классификации структурных типов рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями.

Близкими чертами обладает и Маднеульское рудное поле, представляющее пятый структурный тип и приуроченное к мелким брахиантиклинальным складкам вулкано-тектонического происхождения, осложненным разрывными нарушениями и зонами трещиноватости.

Последний, шестой, структурный тип объединяет Тандзутское и Чибухлинское рудные поля. Для них характерно расположение в крыльях мелких антиклинальных складок линейного типа, где также приобретают широкое развитие разрывные нарушения и зоны интенсивного рассланцевания.

Все эти типы структур рудных полей имеют тектоно-вулканическое происхождение. Если брать за основу интересную классификацию структур рудных полей Г. Ф. Яковлева (1968), то структуры рудных полей колчеданных месторождений Малого Кавказа следует отнести к выделяемым им классам вулкано-купольных структур и вулканических брахиантиклиналей, входящим в свою очередь в структуры жерловых — прижерловых зон.

Большей качественной определенностью обладают структурно-морфологические типы колчеданных месторождений Малого Кавказа, сходные с такими же типами месторождений и в других районах земного шара. Всего может быть выделено четыре структурно-морфологических типа колчеданных месторождений.

К первому, наиболее распространенному, типу относятся месторождения пластообразной, линзообразной и лентообразной формы, приуроченные к зонам межформационного и внутриформационного отслаивания, дробления и рассланцевания (Кедабек, Ахтала, Маднеули, Тандзут, Чибухлы, Центральный участок Алавердского месторождения).

Второй структурно-морфологический тип месторождений характеризуется почти изометричными рудными телами штокообразной и штокверкообразной формы в пересечениях дорудных разрывных нарушений под малопроницаемой для гидротермальных растворов покрывкой вулканогенных пород среднего и основного состава или туфогенно-осадочных отложений. Представителями этого типа являются месторождения Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля.

Третий структурно-морфологический тип колчеданных месторождений представлен штокверкообразными и жилиобразными телами в секущих разрывных нарушениях и оперяющих их трещинах. Такие тела наиболее отчетливо выражены в пределах Кафанского месторождения.

К четвертому структурно-морфологическому типу относятся месторождения комбинированной формы, в которых почти согласно лежащие с контактами рудовмещающих пород рудные тела

пластообразной, линзообразной и лентообразной формы, приуроченные к зонам межформационного и внутриформационного отслаивания и рассланцевания, пространственно сопрягаются с расположенными в более низких горизонтах благоприятных для метасоматоза и рудотложения толщ жилообразными залежами и прожилково-вкрапленными рудами, локализующимися в зонах разрывных нарушений и оперяющих их трещин. Наиболее выразительно сочетание почти согласных и секущих рудных тел представлено на Шамлугском месторождении.

Из приведенного краткого обзора структур рудных районов, рудных полей и колчеданных месторождений видно, что рудоконтролирующие факторы оказываются близкими во всех разновозрастных колчеданосных тектоно-магматических комплексах. Различия в структурной обстановке определяются не столько возрастом тектоно-магматического комплекса, сколько особенностями геологического строения и истории геологического развития той или иной структурно-формационной зоны или ее части, что в свою очередь определяется строением земной коры в этих участках и изменениями тектонического режима в процессе их геосинклинального развития.

В то же время особенности строения различных тектоно-магматических комплексов находят достаточно ясное отражение в появлении тех или иных подтипов колчеданных месторождений и парагенетически или пространственно связанных с ними месторождений других рудных формаций, т. е. в общей металлогенической характеристике различных рудных районов. По отношению к месторождениям колчеданной формации Малого Кавказа применимо универсальное деление на три подтипа: 1) серноколчеданный, 2) медноколчеданный и медно-цинковый; 3) полиметаллический и барито-полиметаллический.

Различия между перечисленными подтипами колчеданных месторождений заключаются главным образом в количественных соотношениях главных рудообразующих минералов. В серноколчеданном подтипе главным и нередко практически единственным рудным минералом является пирит; присутствующие с ним халькопирит и сфалерит играют количественно ничтожную роль.

В медноколчеданных и медно-цинковых месторождениях пирит обычно остается преобладающим минералом, но количество халькопирита и сфалерита резко увеличивается, увеличивается также содержание в рудах барита и появляется галенит.

При еще большем увеличении в рудах галенита и сфалерита, а также барита образуются полиметаллические и барито-полиметаллические месторождения колчеданного типа. Свое дальнейшее выражение эта тенденция находит в образовании собственно баритовых месторождений, широко распространенных в ряде рудных районов. Такие баритовые месторождения, обладая обычно типичной жильной формой, содержат в большинстве случаев примесь сульфидов, иногда достаточно заметную (рудопроявления Болнисского рудного района и некоторых районов Азербайджана). Еще большее коли-

чество сульфидов свинца, цинка, меди и железа содержится в жилах свинцово-цинковых месторождений Мехманинского рудного поля, в которых барит является одним из наиболее распространенных жильных минералов (Мусейбов, 1962, Зайцева, и Рафибейли, 1962).

Минералого-геохимические и морфологические особенности баритовых и сульфидно-баритовых месторождений не позволяют отнести их к колчеданной формации, тем более что залегают эти месторождения большей частью в перекрывающих колчеданосные вулканогенные серии толщах. Однако пространственная и временная близость колчеданных и баритовых месторождений и наличие постепенных переходов между ними говорят о парагенетическом родстве между двумя этими формациями, об их связи с одними и теми же тектоно-магматическими комплексами начальных и ранних этапов развития определенных структурно-формационных зон.

Такую же парагенетическую связь с этими комплексами обнаруживают и гематитовые (Алабашлы, Поладаури) и марганцевые пиролюзитовые (Севкар) месторождения, имеющие, очевидно, осадочно-эксгальационное происхождение (Магакьян, 1962; Твалчредидзе, 1961) и приуроченные к переслаивающимся между собой туфогенно-осадочным отложениям и вулканогенным породам кислого состава. С этими тектоно-магматическими комплексами (интрузивно-эффузивными в своей основе) могут быть связаны и некоторые скарновые рудопроявления меди, встречающиеся в экзоконтактах Шнохского интрузивного массива, в Кафанском рудном районе и в других местах.

Многие рудные формации, проявления которых находятся в ряде случаев в пространственной близости к колчеданным и родственным им месторождениям (кобальтовая и скарново-железорудная в Сомхето-Карабахской структурно-металлогенической зоне, жильная золотосодержащая кварц-полиметаллическая в Болнисской зоне, жильная золото-кварцевая, жильная свинцово-цинковая, медно-гематитовая, хромитовая и др. в Севано-Акеринской зоне), образуются в другой тектоно-магматической обстановке и не связаны с колчеданосными интрузивно-эффузивными комплексами.

Главная причина появления различных минералого-геохимических подтипов колчеданных месторождений и различий в наборе родственных им рудных формаций кроется, очевидно, в особенностях строения тектоно-магматических комплексов начальных и ранних этапов развития подвижных зон. Эти особенности определяются различиями в составе родоначальных магматических расплавов и путях их эволюции, обусловленных спецификой тектонического режима и выражаются в появлении различных петрографических типов вулканогенных, субвулканических, гипабиссальных и жильных пород, в изменениях количественных и временных соотношений между различными фациями, входящими в интрузивно-эффузивные комплексы, в отражающихся в наборе вулканогенных фаций изменениях режима вулканической деятельности и физико-географических условий ее проявления.

При сопоставлении особенностей строения тектоно-магматических комплексов и металлогении различных рудных районов Малого Кавказа достаточно отчетливо выявляются различия в геологической позиции медноколчеданного и полиметаллического подтипов месторождений колчеданной формации.

Медные и медно-цинковые месторождения колчеданного типа в своем обособленном виде развиты лишь в Кедабекском рудном районе. Встречающиеся в его пределах проявления свинцово-цинковой минерализации относятся к жильному типу (Эфендиев, 1957, Керимов, 1963) и связаны в ряде случаев постепенными переходами с жильными баритовыми месторождениями.

Алавердский, Кафанский и Болнисский рудные районы, наоборот, характеризуются широким развитием полиметаллических и барито-полиметаллических месторождений колчеданного типа. Встречающиеся здесь скопления колчеданных руд медного и медно-цинкового состава пространственно связаны с полиметаллическими и барито-полиметаллическими залежами, располагаясь в пределах одного рудного поля или месторождения.

Важное значение имеет то обстоятельство, что во всех рудных районах с одновременным развитием колчеданных месторождений медного, медно-цинкового, полиметаллического и барито-полиметаллического состава рудовмещающие дифференцированные вулканогенные серии сложены непрерывным рядом дифференциатов и относятся к базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Тектонический режим, обуславливавший появление таких рядов непрерывных дифференциатов единого магматического расплава, предопределял и накопление рудовмещающих вулканогенных толщ путем извержений из вулканов центрального типа, вероятно, располагавшихся на островах.

Непрерывный тип дифференциации хорошо прослеживается в этих районах и в субвулканических образованиях, сопровождающих рудоносные вулканогенные комплексы, а в некоторых случаях (Алавердский рудный район) и в более поздней жильной серии, формировавшейся в значительной мере после внедрения гранитоидных расплавов плагиигранитного состава.

В противоположность этому району с развитием собственно медноколчеданных и медно-цинковых месторождений характеризуются развитием рудоносных вулканогенных серий и сопровождающих их субвулканических фаций близкого к контрастному ряду. Как указывалось, рудоносная вулканогенная серия Кедабекского рудного района близка в основном к контрастной базальт-липаритовой формации. Накапливалась эта серия в значительной мере путем трещинных излияний, происходивших, по-видимому, преимущественно в подводных условиях.

С такими же контрастными вулканогенными сериями преимущественно подводного происхождения связаны и сериюколчеданные месторождения Чирагидзорского рудного района и северо-западной части Севано-Акеринской зоны. Здесь в отличие от Кедабекского

рудного района колчеданосные тектоно-магматические комплексы имеют редуцированный характер, характеризуюсь полным или почти полным отсутствием глубинных производных магматического очага и соответственно одноэтапным проявлением метаморфических и метасоматических процессов. Следует иметь в виду, что в районах с развитием недифференцированных или слабодифференцированных комплексов — в синклиналиях Сомхето-Карабахской зоны, в Мровдагском и Агдамском антиклиналиях — проявления метасоматоза являются весьма слабыми, а колчеданное оруденение практически отсутствует.

Большой интерес представляет металлогеническое положение жильных баритовых и сульфидно-баритовых месторождений. Они распространены главным образом в рудных районах с широким развитием гипабиссальных и жильных фаций юрско-неокомового тектоно-магматического комплекса. Гипабиссальные фации этого комплекса, как и гипабиссальные фации тектоно-магматического комплекса верхнего мела, представлены породами плагиигранитного ряда, с которыми связана возможность концентрации барита, не входящего обычно в решетку плагноклаза (Дзоценидзе, 1960).

С другой стороны, образование баритовых месторождений и концентраций медного и свинцово-цинкового оруденения колчеданного типа возможно, если принять поддерживаемую большинством исследователей гипотезу образования Кафанской группы месторождений и в связи с формированием субвулканических фаций колчеданосных вулканогенных толщ. Таким образом, если учесть эту возможность и принять во внимание наличие качественно близких к другим проявлениям колчеданного оруденения серноколчеданных месторождений, достаточно тесно связанных с входящими в состав колчеданосных тектоно-магматических комплексов субвулканическими фациями, можно говорить о связи колчеданного оруденения с различными членами тектоно-магматических комплексов начальных и ранних этапов развития эвгеосинклинальных зон и о неправомерности альтернативной постановки вопроса о парагенетической общности колчеданных месторождений с рудовмещающими вулканогенными толщами и их субвулканическими аналогами или с более поздними гранитоидными интрузивными породами и жильными сериями, завершающими формирование указанных комплексов. Вместе с тем колчеданные месторождения с различным генетическим положением обладают близостью геологической позиции и минералого-геохимических особенностей, т. е. отмеченной В. И. Смирновым (1960) конвергентностью признаков.

Различные формы связи колчеданного оруденения с тектоно-магматическими комплексами начальных и ранних этапов развития эвгеосинклинальных зон при ярко выраженной общности геологических и минералого-геохимических особенностей колчеданных месторождений наблюдаются и в других складчатых областях Советского Союза и зарубежных стран. Возраст колчеданосных тектоно-магматических комплексов и связанных с ними колчеданных

месторождений при этом не имеет существенного значения. Лишь месторождения, связанные с докембрийскими вулканогенными формациями (Швеция, Канада, Карелия, Казахстан), отличаются специфическим характером рудовмещающих пород и минеральным составом руд. Однако этот специфический характер обусловлен не первичными условиями формирования месторождений, а влиянием регионального метаморфизма, в результате которого рудовмещающие породы превращены в кристаллические сланцы, а руды вместо пирита в значительной степени содержат пирротин и ряд других необычных для типичных проявлений колчеданного оруденения минералов и элементов-примесей.

В колчеданных месторождениях, связанных с послепротерозойскими эвгеосинклинальными тектоно-магматическими комплексами, такие специфические черты практически исчезают и эти месторождения оказываются близкими друг к другу по своей геологической позиции и минералого-геохимическим особенностям независимо от того, связано ли колчеданное оруденение с тектоно-магматическими комплексами палеозойского, мезозойского или кайнозойского возраста.

Глава VIII

СРАВНЕНИЕ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА С КОЛЧЕДАНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ ДРУГИХ РАЙОНОВ

Зависимость минералого-геохимических и структурно-морфологических особенностей колчеданных месторождений от объема и строения тектоно-магматических комплексов, сформировавшихся в начальные и ранние этапы развития определенных эвгеосинклинальных зон, общие черты в строении околорудных ореолов и частные отклонения от этих черт можно проследить на примерах различных колчеданосных металлогенических провинций. Особенно яркие примеры представляют металлогенические провинции Рудного Алтая и Южного Урала, изучавшиеся многими исследователями. В первой из этих провинций распространены главным образом полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения, тогда как на Южном Урале развиты почти исключительно медные и медно-цинковые месторождения колчеданной формации, в которых свинец практически отсутствует или является второстепенным компонентом.

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая, безусловно, принадлежат к колчеданному типу, обладая всеми характерными для колчеданных месторождений объективными признаками, т. е. приуроченностью к вулканогенным толщам определенного состава, строением ореолов околорудных изменений, минералого-геохимическими особенностями руд и т. д.

Рудный Алтай представляет крупную мегасинклинальную структуру, цоколь которой слагают метаморфизованные породы нижнего палеозоя, а геосинклинальные образования представлены вулканогенными и осадочными толщами среднего и верхнего палеозоя и различными по составу и возрасту субвулканическими, гипабиссальными и жильными породами (Иванкин, 1961; Яковлев, 1962). Особенно широким распространением пользуются вулканогенные толщи эйфельского возраста, сложенные преимущественно кислыми эффузивными и пирокластическими породами. В некоторых районах вулканогенные образования играют важную роль в живетском ярусе

и верхнем девоне, сложенными большей частью терригенно-осадочными и туфогенно-осадочными отложениями. Нижнекаменноугольный отдел представлен в основном терригенно-осадочными породами и известняками, среди которых вулканогенные образования, имеющие почти исключительно средний состав, встречаются в резко подчиненном количестве. В юго-западной части Рудного Алтая вдоль границы его с Калбинским мегантиклинорием развита толща преимущественно вулканогенных пород, относимая к верхам нижнего карбона, к среднему и верхнему карбону и частично к перми. Широко распространены разновозрастные и разнообразные по составу гипабиссальные и жильные породы. Часть из них относится к субвулканическим фациям, представленным главным образом кислыми разностями — липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами и дацитовыми порфиритами. Послекаледонские интрузивные и жильные породы делаются на два главных комплекса — змеиногорский и калбинский. Время формирования первого из них, сложенного преимущественно кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами, датируется по последним данным концом нижнего или началом среднего карбона. Ранее этот комплекс относился к концу каменноугольного периода (Ивакин, 1961; Яковлев, 1962).

Калбинский комплекс сформировался в пермское время. Сложен он нормальными и аляскистыми гранитами, иногда обладающими повышенной щелочностью, в то время как змеиногорский комплекс отличается ярко выраженной принадлежностью к известково-щелочному ряду и резким преобладанием натрия над калием.

Широким распространением в ряде районов пользуются дайки диорит-порфиритов и габбро-диабазов, концентрирующиеся в виде поясов различного, преимущественно северо-западного, простирания. Эти дайки, или «малые интрузии», большинством исследователей рассматриваются в качестве самостоятельного комплекса, формирование которого по мнению одних (И. Ф. Григорьев, 1928; Щерба, 1957 и др.) предшествовало внедрению интрузивных пород герцинского возраста, по мнению других (Иванкин, 1957; Шипулин, 1963) завершало интрузивный магматизм.

Судя по петрохимическим данным (Елисеев, 1938; Чернов и Гаврилова, 1957 и др.), несомненной близостью к вулканогенным толщам обладают интрузивные породы змеиногорского комплекса. Заслуживают внимания и имеющиеся данные (Кужельный, 1962) о внедрении даек диорит-порфиритов и габбро-диабазов до формирования калбинского комплекса и об их связи с интрузиями змеиногорского комплекса. Этот вопрос имеет важное принципиальное значение, так как от его решения зависят представления о возрасте полиметаллического оруденения Рудного Алтая, являющегося по мнению многих исследователей (Иванкин, 1957, 1961; Яковлев, 1962; Шипулин, 1959) более молодым, чем указанные дайки.

Петрохимическая близость вулканогенных пород девона и карбона, их субвулканических аналогов, гранитоидов змеиногорского комплекса и жильной серии, близость их пространственного положе-

ния и формирование их до инверсионной складчатости дают основание предполагать, что все эти магматические породы и переслаивающиеся с ними осадочные толщи входят в единый тектоно-магматический комплекс, образовавшийся в геосинклинальный этап развития подвижного пояса, охватывающий промежуток времени от начала среднего девона до начала среднего карбона. Этот комплекс близок к тектоно-магматическим комплексам юры — неокома и верхнего мела соответствующих зон Малого Кавказа, но отличается от них большим развитием кислых магматических пород эффузивного и интрузивного происхождения.

Тектоника Рудного Алтая характеризуется складчато-глыбовым строением (Яковлев, 1962). Крупные положительные структуры — антиклинории — сложены метаморфическими породами нижнепалеозойского структурного этажа и липарит-дацитовая вулканической формации раннегерцинского яруса и прорывающими их гипабиссальными и жильными образованиями. В синклинориях мощность отложений, представленных главным образом осадочными породами девонского и нижнекаменноугольного возраста, в два-три раза больше, чем в антиклинориях. В последних наблюдается более сильная деформированность толщ. Развита главным образом глыбовые складки, сопряженные обычно с разломами, среди которых наиболее важными и распространенными являются разрывные нарушения северо-западного, продольного по отношению к складчатым структурам, простирания. Встречаются также разрывные нарушения поперечного и диагонального по отношению к складкам направлений.

По данным П. Ф. Иванкина (1957, 1961), Г. Н. Щербы (1957), Г. Ф. Яковлева (1962), главные складчатые и разрывные нарушения в антиклинориях были заложены в раннегерцинский этап еще в процессе накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Важными элементами структуры Рудного Алтая являются Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия, в которых вулканогенные и осадочные породы интенсивно рассланцованы, разлинзованы и местами в Иртышской зоне превращены в кристаллические сланцы. Эти структуры представляют собой зоны глубинных разломов, ограничивающих мегасинклинорий Рудного Алтая с юго-запада и северо-востока. Ширина зон составляет от нескольких километров до первых десятков километров при длине по простиранию в сотни километров. Здесь развиты большей частью линейные изоклинальные складки, скалывания, между которыми в блоках менее рассланцованных пород сохранились брахиформные антиклинали и синклинали.

Для металлогении Рудного Алтая характерно резкое преобладание полиметаллического оруденения, большей частью относящегося к колчеданному типу. Относительно широко развиты, но обладают небольшими размерами жильные месторождения и рудопроявления полиметаллического и свинцово-цинкового состава. Среди месторождений колчеданной формации Д. И. Горжевский (1962), П. Ф. Иванкин (1957, 1961), Г. Ф. Яковлев (1962) и другие исследователи выделяют собственно колчеданные, колчеданно-полиметаллические и

полиметаллические. Первые из них в свою очередь разделяются на серноколчеданные (Старковское и др.) и медно-колчеданные (Николаевское, Ново-Березовское и т. д.) месторождения, распространенные на Рудном Алтае относительно слабо. В медноколчеданных рудах главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит и довольно часто встречающийся сфалерит. Изредка в Иртышской зоне смятия отмечаются медно-пирротиновые месторождения (Карчигинское).

В месторождениях колчеданно-полиметаллического типа главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. В подчиненном количестве присутствуют борнит, блеклые руды, сульфосоли свинца и серебра, иногда теллуриды золота и серебра. Количественные соотношения между главными рудными минералами меняются в широких пределах, вследствие чего можно выделить полиметаллическо-колчеданные месторождения, в которых пирит и халькопирит сильно преобладают над сфалеритом и галенитом, и колчеданно-полиметаллические месторождения, в которых роль минералов свинца и цинка является более значительной. При дальнейшем возрастании содержания галенита и сфалерита образуются собственно полиметаллические месторождения.

Тектурные и структурные особенности руд в месторождениях различного состава в общем оказываются близкими. Преобладают массивные, брекчиевые, брекчиевидные и полосчатые текстуры руд. Встречаются также и вкрапленные руды, окаймляющие в виде шлейфов залежи сплошных руд или образующие самостоятельные тела. Таким образом, внутреннее строение рудных тел в месторождениях Рудного Алтая близко, а иногда почти тождественно внутреннему строению колчеданных рудных тел на Малом Кавказе. Эта близость подчеркивается и сходным характером первичной зональности в месторождениях и рудных полях обеих провинций.

Валовый минеральный состав месторождений колчеданной формации Рудного Алтая близок к валовому минеральному составу колчеданных месторождений Малого Кавказа. Неодинаковыми являются лишь количественные соотношения между главными рудными минералами.

Частая пространственная совмещенность разновозрастных магматических образований, с которыми было связано поступление определенных порций гидротермальных растворов, и сложная структурная обстановка предопределили сложный характер метаморфических и метасоматических изменений в различных рудных полях и районах Рудного Алтая (Безсмертная и Горжевский, 1958; Иванкин, 1961 и др.).

Наиболее обычными типами изменений в вулканогенных толщах, к которым приурочено подавляющее большинство проявлений колчеданного оруденения, служат (не считая аутометаморфических минералов) широко распространенная ассоциация эпидота и хлорита с альбитом и пиритом, эквивалентная среднетемпературной пропилитовой ассоциации, и более поздние проявления гипогенного выщелачива-

ния, выразившиеся в образовании кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых пород или иногда анхимономинеральных вторичных кварцитов и серицитолитов.

Многие исследователи (Безсмертная и Горжевский, 1958; Курек, 1953; Иванкин, 1957, 1961 и др.) полагают, что непосредственно предшествовавшее рудоотложению гипогенное выщелачивание было оторвано от регионального послевулканического метасоматоза, совпадавшего со временем формирования основной массы субвулканических пород, и происходило после внедрения даек жильных пород среднего и основного состава. Однако существует мнение о связи процессов пропилитизации, гипогенного выщелачивания и рудоотложения непосредственно с вулканической деятельностью девонского периода, прежде всего с внедрением дифференцированных субвулканических серий.

Морфологические особенности колчеданных месторождений Рудного Алтая в своих принципиально важных чертах также близки к морфологическим особенностям проявлений колчеданного оруденения на Малом Кавказе, что связано с близостью или тождественностью структурных факторов, определявших формы и условия залегания рудных тел. Наиболее часто в месторождениях Рудного Алтая наблюдаются пластообразные и линзообразные рудные тела. Характерными являются также тела лентовидной формы, известные главным образом в месторождениях, расположенных в зонах смятия. Нередко рудные тела обладают весьма сложными морфологическими особенностями, приобретая то близкие к изометричным штокообразные очертания, то жиллообразную форму.

Одной из основных закономерностей в размещении полиметаллических колчеданных месторождений является избирательная локализация в определенных толщах, создающая впечатление об их стратифицированности и лежащая в основе представлений о сингенетическом происхождении колчеданного оруденения. Подавляющее большинство месторождений (по данным Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского, П. Ф. Иванкина) залегает в четырех стратиграфических толщах, три из которых принадлежат эйфельскому ярусу (березовская, таловская и маслянская свиты), а четвертая — снежиревская свита — имеет верхнедевонский возраст. Остальные месторождения локализованы в толщах нижнекаменноугольного и предположительно верхнепалеозойского возраста. Рудоносные толщи отличаются неоднородным строением; важнейшую роль в них играют кислые эффузивы, их туфы и туффиты, непосредственно вмещающие почти все колчеданное оруденение. Эти породы перемежаются с туфогенными песчаниками, кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, вулканогенными породами среднего и основного состава. Мощные толщи кислых вулканогенных пород обычно не содержат концентраций руд, а однородные по составу толщи терригенно-осадочных отложений или эффузивов и туфов среднего и основного состава, перекрывающие кислые эффузивы и их пирокластические аналоги, играют обычно роль экранов. Наиболее важной экранирующей поверхностью, под которой

в кислых вулканогенных породах залегает большинство колчеданных месторождений и рудопроявлений, является нижний контакт песчано-сланцевой толщи средне- и верхнедевонского возраста, в основании которой иногда наблюдаются довольно выдержанные покровы основных эффузивов.

Благоприятная для рудоотложений структурная обстановка, определявшая размещение оруденения внутри потенциально рудоносных толщ, характеризуется развитием закономерно сопряженных между собой: 1) глыбовых складок, часто имеющих вулканотектоническое происхождение, 2) разрывных нарушений, служивших рудоподводящими и рудораспределяющими каналами, 3) зон межформационного отслаивания и рассланцевания (межпластовых срывов) и секущих тектонических трещин, обусловливавших места локализации рудных тел и их морфологические особенности.

Г. Ф. Яковлев (1962) выделяет три структурных типа рудных районов. К первому типу относятся районы в антиклинориях (Зыряновский, Змеиногорский, Шемонаихинский, Лениногорский и др.) с развитием складок глыбового типа, осложненных разрывными нарушениями различных направлений. Эти складки при участии в их строении рудоносных толщ представляют собой рудные поля. Ко второму структурному типу относятся рудные районы в региональных зонах смятия, располагающиеся на стыках антиклинориев и синклинориев в местах развития разрывных нарушений различных направлений (Иртышский район). Рудные поля здесь приурочены к зонам интенсивного рассланцевания и трещиноватости, осложняющим крылья крупных складчатых структур или мелкие антиклинальные складки. Рудные районы третьего типа расположены в осложненных разрывными нарушениями антиклинальных подзонах внутри синклинориев. Рудные поля здесь приурочены к участкам развития разрывных нарушений, особенно к их пересечениям. В рудных районах первого и второго типов месторождения локализируются в зонах межпластового срыва и дробления и в зонах повышенного рассланцевания и трещиноватости, сочетающихся с разрывными нарушениями и оперяющими их трещинами. Таким образом, структурный контроль колчеданно-полиметаллического оруденения на Рудном Алтае в своих главных чертах весьма близок к структурному контролю колчеданных месторождений на Малом Кавказе, что связано с принадлежностью обеих провинций к складчато-глыбовому типу и с длительным развитием структурных форм при их раннем, часто первичновулканическом, заложении. Более значительные отличия обеих провинций в минералого-геохимической характеристике колчеданных месторождений объясняются различиями в строении земной коры в пределах этих областей и в первичном распределении тяжелых металлов в земной коре и верхней мантии.

Колчеданные месторождения Южного Урала, сохраняя ряд важных общих с проявлениями колчеданного оруденения на Малом Кавказе особенностей, в то же время значительно отличаются от последних своей минералого-геохимической характеристикой и геоло-

гической позицией. Основная масса проявлений колчеданного оруденения на Южном Урале сосредоточена в пределах Магнитогорского мегасинклиория.

Магнитогорский мегасинклиорий представляет крупную структуру субмеридионального простираия, являющуюся частью зелено-каменной полосы восточного склона Урала и лежащую между сложенными протерозойскими породами хребтом Уралтау и Восточно-Уральским мааантиклинорием, в котором широко развиты верхнепалеозойские гранитоиды, прорывающие метаморфизованные породы докембрия и палеозоя.

В строении мегасинклиория, колчеданные месторождения которого изучались А. Н. Заварицким (1928, 1943); Е. Е. Захаровым (1938); Ф. И. Ковалевым (1948); О. А. Нестояновой (1962); С. И. Ивановым (1947, 1964); М. Б. Бородаевской (1962, 1964, 1968); Н. В. Петровской (1961); В. А. Прокиным (1963), В. И. Скрипилем (1961); Г. Ф. Яковлевым (1965, 1968) и другими исследователями, главную роль играют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные толщи силурийского, девонского и ниже-каменноугольного возраста. Они являются составной частью геосинклинальной серии, формирование которой началось в ордовике, а завершилось в каменноугольное время.

Низы геосинклинального разреза, если не считать слабо распространенных отложений ордовика, представлены поляковской (в северной части мегасинклиория) и сакмарской свитами, сложенными преимущественно кремнистыми породами, песчаниками, сланцами, основными эффузивами и их туфами. В южной части западного крыла мегасинклиория на сакмарской свите лежит вулканогенная баймак-бурибаевская свита, представленная в Баймакском районе непрерывным рядом дифференциатов базальт-андезит-дацит-липаритового состава, накопившихся главным образом в результате извержений из вулканов центрального типа. В расположенном южнее Макан-Бурибаевском рудном районе состав той же толщи становится несколько более контрастным; формирование ее здесь связано в значительной мере с трещинными извержениями.

Баймак-бурибаевская свита, имеющая, как и поляковская и сакмарская свиты, силурийский возраст, перекрывается нижнедевонской ирендыкской свитой, наиболее характерными и устойчивыми ингредиентами которой являются пироксен-плагноклазовые порфириды, их туфы и вулканические брекчии в целом андезит-базальтового состава, содержащие подчиненные прослои и горизонты кремнистых пород, туфогенных песчаников и алевролитов.

В соответствии с принятой большинством исследователей стратиграфической схемой на ирендыкской свите лежит вулканогенная карамалыташская свита, сформировавшаяся в подводных условиях в основном в течение эйфеля. Карамалыташская свита относится к контрастно дифференцированной базальт-липаритовой формации, но местами, например в Абзелиловском районе, имеет недифференцированный диабазовый состав.

Более молодая улутауская свита, отвечающая в своей основе живетскому ярусу, хотя низы ее охватывают и часть эйфеля, в южной части Магнитогорского мегасинклинория ложится с отчетливым стратиграфическим несогласием на более древние толщи. Подстилаясь выдержанным бугулыгирским горизонтом яшмовидных кремнистых пород, улутауская свита здесь сложена преимущественно туфогенно-осадочными породами, иногда терригенно-осадочными и карбонатными отложениями; вулканогенные породы андезитового и реже дацитового состава образуют среди них линзообразные горизонты. В северной части мегасинклинория улутауская свита залегает на карамалыташской свите без видимого несогласия и является отчетливо вулканогенной, будучи сложенной в одних районах непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серией, но в более частых случаях принадлежащей редуцированному андезит-дацитовому ряду. Осадочные породы в составе свиты здесь имеют подчиненное значение.

На улутауской свите, иногда и на более древних отложениях, залегает верхнедевонская вулканогенно-осадочная колтубанская свита, в основании которой часто наблюдается сложенный кремнистыми сланцами и туффитами мукасовский горизонт. Участвующие в строении свиты эффузивы, туфы и вулканические брекчи имеют главным образом андезитовый и андезит-базальтовый состав.

Осадочными отложениями целиком сложена вышележащая флишоподная зилаирская свита. Возраст зилаирской свиты, имеющей широкое распространение и на западном склоне Южного Урала, датируется фаменом и низами турне.

Более молодые отложения каменноугольного возраста представлены березовской свитой, в которой главную роль играют вулканогенные породы — диабазы, диабазовые порфиры, трахидацитовые и трахилипаритовые порфиры, и кизильской свитой, сложенной преимущественно карбонатными породами.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи сопровождаются субвулканическими образованиями, имеющими в отдельных участках весьма широкое распространение и слагающими штокообразные и пластообразные тела или образующими типичные дайки. Часть этих субвулканических тел формировалась в процессе активной вулканической деятельности, часть же (обычно большая) внедрялась после ее прекращения в конечные стадии вулканических циклов. Состав субвулканических комплексов, объединяющих развитые в определенном районе разновозрастные в геологическом смысле субвулканические образования, близок к составу родственных вулканогенных толщ (Сопко, Салихов, 1969). Так, с формированием баймак-бурибаевской свиты в Макан-Бурибаевском рудном районе связаны пластообразные тела и дайки субвулканических липарит-дацитовых и липаритовых порфиров, диабазов и диабазовых порфиритов. В Баймакском районе, кроме этих весьма широко распространенных пород, часто наблюдаются также субвулканические дацитовые и ан-

дезитовые порфиры. Здесь же встречаются интрузивные тела плагиогранитного состава, формировавшиеся практически одновременно с поздними субвулканическими породами и образующие вместе с ними и с эффузивами, туфами и брекчиями баймак-бурибаевской свиты единый интрузивно-эффузивный комплекс. Разнообразные по составу и условиям залегания субвулканические породы связаны в ряде участков с дифференцированными вулканогенными толщами карамалыташской и улутауской свит. Важной чертой строения дифференцированных субвулканических комплексов является то, что некоторые их члены внедрялись уже в период накопления в соседних участках более молодых вулканогенных толщ. Так, субвулканические фации баймак-бурибаевской свиты в ряде мест прорывают нижнюю часть более молодой ирендыкской свиты, а субвулканические тела, связанные с карамалыташской и улутауской свитами, наблюдаются иногда среди отложений мукасовского горизонта и нижних частей колтубанской свиты.

Близость субвулканических пород к их эффузивным и пирокластическим эквивалентам устанавливается не только по петрографическим, но и по петрохимическим признакам, главным из которых является резко выраженная принадлежность к натровому типу при общем относительно невысоком содержании щелочей, особенно в породах дифференцированных вулканогенных свит (баймак-бурибаевской, карамалыташской и улутауской) и в их субвулканических аналогах (Нестоянова, 1962). В недифференцированных вулканогенных толщах и еще больше в березовской свите щелочность возрастает, и среди каменноугольных эффузивов наблюдаются трахитовые разности.

Глубинный магматизм в Магнитогорском мегасинклинории проявлялся на различных этапах палеозойского тектоно-магматического цикла, но в меньших по сравнению с колчеданосными металлогеническими зонами Малого Кавказа (и особенно Рудного Алтая) масштабах.

Правда, здесь относительно широко развиты гипербазиты, обычно серпентинизированные. Они приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающих Магнитогорский мегасинклинорий с востока и запада или разделяющих отдельные структурно-формационные зоны внутри него.

Интрузивные проявления базальтоидного магматизма представлены рядом комплексов, формировавшихся в конце различных доинверсионных этапов тектоно-магматического цикла в силуре, среднем и верхнем девоне и нижнем карбоне (Соболев, 1961; Вецлер и др., 1964; Сопко, Салихов, 1969). Эти комплексы, представленные обычно небольшими пластообразными, штокообразными и дайкообразными телами габброидов и более кислых дифференциатов, не обнаруживают, исключая упомянутые ранее плагиограниты Баймакского района, прямых связей с определенными вулканогенными толщами и субвулканическими комплексами, хотя на комагматичность тех и других указывают петрохимические признаки.

Рубежом, после которого произошло резкое изменение характера интрузивной деятельности условий осадконакопления, кинематики и динамики тектонических движений, явился конец нижнего карбона — начало среднего карбона, т. е. время проявления инверсионной складчатости в Магнитогорском мегасинклинории и смежных частях Южного Урала. В послеинверсионное время интрузивная деятельность была связана с возникновением, эволюцией и застыванием гранитоидных расплавов. Возникшие при этом интрузивные комплексы, сложенные главным образом нормальными калиевыми гранитами и развитыми преимущественно в периферических частях массивов гибридными разновидностями типа гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов, распространены весьма широко в Восточно-Уральском мегаантиклинории, заходя в некоторых случаях в пределы восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория (Ахуновский, Ларинский и другие массивы). Местами в это же время возникли и комплексы субщелочных пород.

Пространственное размещение гипабиссальных пород, как и субвулканических образований и стратифицирующихся толщ, определяется особенностями тектоники. Важнейшей чертой ее является глыбовый тип движений и дислокаций, в связи с чем в пределах мегасинклинория широко развиты разрывные нарушения различных масштабов при относительно слабых складчатых деформациях. В большинстве случаев складки носят брахиформный или глыбовый характер с пологим залеганием пород в сводах и большей части крыльев. В некоторых случаях брахиформные и глыбовые складки сохраняют более или менее отчетливые следы первичного вулканического залегания.

Глыбовый характер движений был обусловлен широким развитием разломов древнего заложения и явился причиной возникновения на различных этапах деформации новых разрывных нарушений и тектонических трещин различного направления. Наиболее отчетливо выражены разрывные нарушения субмеридионального общепуральского направления. Часть из них носит характер глубинных разломов, отделяющих мегасинклинорий от смежных геотектонических зон или разграничивающих отдельные структурно-формационные зоны внутри мегасинклинория и контролирующего размещение интрузивных массивов (прежде всего тел гипербазитов).

Многие разрывные нарушения субмеридионального простирания не сопровождаются гипербазитами; в зонах этих разломов иногда наблюдаются дайки и другие тела габброидов и гранитоидов. Такие разломы не достигали, по-видимому, подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича) и развивались в большинстве случаев в течение более короткого промежутка времени по сравнению с глубинными разломами. Кроме наиболее отчетливо выраженных разрывных нарушений субмеридионального простирания, проявились разрывные нарушения и тектонические трещины поперечного, т. е. субширотного, и диагонального простирания.

Характер движений по различным системам тектонических трещин был неодинаковым и менялся на различных этапах деформации. Субмеридиональные разрывные нарушения представлены в большинстве случаев взбросами, взбросо-сдвигами, надвигами или нормальными сбросами. Разрывные нарушения поперечного и диагонального направления представлены малоамплитудными сбросами и взбросами. В большинстве случаев разрывные нарушения субмеридионального направления являются более древними и смещаются поперечными и диагональными разрывными нарушениями, но иногда отмечается более раннее заложение вторых или третьих.

Важным структурным элементом являются зоны межпластовых срывов, развивающиеся обычно на контактах вулканогенных пород кислого состава с диабазами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, спилитами, их пирокластическими аналогами и туффитами. Зоны межпластовых срывов всегда сочетаются с крутопадающими разрывными нарушениями. Такое сочетание пологопадающих, как правило, зон межпластовых срывов с крутопадающими разрывными нарушениями определяет и здесь, как и на Малом Кавказе и Рудном Алтае, сложную форму рудных тел и субвулканических образований, развитых в рудных полях колчеданных месторождений.

Степень и характер дислоцированности палеозойских образований являются неодинаковыми в различных частях Магнитогорского мегасинклинория. В этих же разных по своему современному структурному плану частях мегасинклинория оказываются в значительной степени различными фации и мощности вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ, проявления субвулканического и гипабиссального магматизма и металлогенические особенности, что определяет структурно-формационное и металлогеническое районирование территории. К числу структурно-формационных зон, вытянутых в субмеридиональном направлении и обладающих шириной в первые десятки километров, в принятой большинством исследователей (Либрович, 1935; Сергиевский, 1946; Соболев, 1961 и др.) схеме относятся следующие зоны с запада на восток: 1) Вознесенско-Сакмарская; 2) Таналыкская; 3) Ирендыкская, 4) Кизило-Уртазымская; 5) Магнитогорская; 6) Ахуново-Кацбахская.

В каждой зоне процессы вулканизма и седиментации развивались автономно, что затрудняет корреляцию стратиграфических разрезов даже в смежных зонах. Автономность развития отдельных зон подчеркивается и размещением в них проявлений интрузивного магматизма, а также металлогеническими особенностями.

Такая же автономность развития различных частей мегасинклинория, отражающая глыбовый (блоковый) характер движений в его пределах, иллюстрируется сменой фаций и мощностей вулканогенных и осадочных толщ, характера интрузивного магматизма и структурной обстановки по простиранию определенных структурно-формационных зон. Эти изменения свидетельствуют о наличии в пределах мегасинклинория, кроме субмеридиональных зон, ряда поперечных субширотных блоков (Червяковский, 1966; Сопко, 1969).

Субширотная и субмеридиональная зональности отражают, очевидно, наличие разломов соответствующих направлений в догеосинклинальном субстрате. Роль таких разломов особенно отчетливо проявлялась в начальные и ранние этапы геосинклинального развития территории. В более поздние этапы в результате прогрессивной консолидации земной коры в ее верхней части более отчетливо проявились волновые движения и соответственно затухивалась роль разломов, особенно разломов поперечного направления. Вследствие этого относительно молодые верхнедевонские (частично живетские) и нижнекаменноугольные толщи, как и проявления интрузивной магматической деятельности нижнекаменноугольного времени, в противоположность образованиям более ранних этапов не имеют строгой привязки к определенным структурно-формационным зонам и субширотным блокам.

Особенности геологического строения и истории геологического развития Магнитогорского мегасинклинория находят свое отражение в металлогенических особенностях территории, в частности, в пространственном размещении, минералого-геохимической характеристике, формах и условиях залегания колчеданных месторождений, представляющих важнейшую для восточного склона Южного Урала рудную формацию.

В пространственной связи с гипербазитами находятся медно-никелевые и медно-кобальтовые месторождения, залегающие на контакте массивов серпентинитов с вмещающими вулканогенными породами сакмарской и поляковской свит. В этих месторождениях в отличие от проявлений колчеданного оруденения руды сложены главным образом халькопиритом и пирротинном; иногда присутствуют пентландит, марказит, мельниковит, сфалерит и другие минералы. Довольно широко распространены в северной части мегасинклинория жильные золоторудные месторождения, парагенетически связанные с нижнекаменноугольными габброидами или с субщелочными породами верхнепалеозойского Балбукского комплекса (Вецлер, Водорезов, Прокин, Сопко, 1964). В гидротермально измененных кислых дифференциатах нижнекаменноугольных габброидов известны мелкие проявления медно-порфирового оруденения, а в вулканогенных толщах на контакте с верхнепалеозойскими гранитами Ахуновского массива — медьсодержащие полиметаллические месторождения. Интересны железорудные месторождения скарнового типа. Располагаясь преимущественно в осевой части мегасинклинория, скарновые месторождения железа приурочены к контактам кислых дифференциатов нижнекаменноугольного Магнитогорского комплекса с вулканогенными и карбонатными породами верхнего девона и нижнего карбона.

Наиболее важными и определяющими металлогеническую специфику Магнитогорского мегасинклинория являются широко распространенные месторождения колчеданного типа. Одной из главных особенностей типичных колчеданных месторождений Южного Урала, как и других рассмотренных районов, является строгая ло-

кализация в вулканогенных толщах определенного возраста и состава, иллюстрирующая стратиграфо-литологический контроль оруденения. Рудоносными являются практически три толщи: силурийская баймак-бурибаевская свита и среднедевонские карамалыташская и улутауская свиты. К потенциально рудоносной может быть отнесена и сакмарская свита. В других толщах интересные в практическом отношении концентрации колчеданных руд не наблюдаются.

В потенциально рудоносных толщах колчеданное оруденение локализуется в участках, характеризующихся сложным чередованием вулканогенных пород основного, кислого и иногда среднего состава и широким развитием субвулканических образований, также представляющих сложный ряд дифференциатов базальтовой магмы (Бородаевская, 1962, 1964, 1968; Вецлер и др., 1964). В тех же участках, где баймак-бурибаевская, карамалыташская и улутауская свиты сложены слабодифференцированными вулканогенными породами основного, кислого или среднего состава и где субвулканические фации слабо развиты и также являются недифференцированными, практически интересные проявления колчеданного оруденения отсутствуют.

В подавляющем большинстве случаев колчеданные рудные тела залегают в вулканогенных породах кислого и относительно кислого состава — липаритовых и липарит-дацитовых порфирах, дацитовых порфиритах, их туфах, подвергшихся интенсивным гидротермальным изменениям. Значительно реже колчеданные руды залегают в основных эффузивах и их пирокластических аналогах, образуя в них в отдельных случаях значительные концентрации.

Непременным условием локализации колчеданных месторождений в определенных участках является интенсивная деформированность потенциально рудоносных толщ с развитием благоприятных для рудоотложения складчатых и разрывных нарушений, включая зоны межпластовых срывов.

В пределах мегасинклиория можно выделить пять структурных типов рудных районов.

1. Рудные районы с развитием вулcano-тектонических брахиантиклиналей, сложенных дифференцированными толщами карамалыташской свиты, которые перекрыты породами улутауской свиты и верхнего девона (Сибайский, Гайский).

2. Рудные районы с развитием линейных складок вулcano-тектонического происхождения, сложенных породами карамалыташской свиты, интродуцированными субвулканическими образованиями (Учалинский).

3. Рудные районы с развитием брахиантиклиналей, сложенных дифференцированными вулканогенными и перекрывающими их карбонатными и туфогенно-осадочными породами улутауской свиты и осложненных разрывными нарушениями (Верхнеуральский).

4. Рудные районы с развитием в дифференцированных вулканогенных породах силура пологих складок, осложненных продоль-

ными длительно развивавшимися разрывными нарушениями (Макан-Бурибаевский).

5. Рудные районы с развитием в породах силура мелких вулканотектонических построек центрального типа, осложненных разрывными нарушениями различных направлений (Баймакский). Подавляющее большинство колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория относится к медноколчеданному подтипу. Главными рудными минералами в рудах являются пирит, халькопирит и сфалерит. В небольшом количестве встречаются галенит, теннантит, борнит (Петровская, 1960). В рудах Сибайского, Бурибайского и некоторых других месторождений, особенно в их нижних горизонтах, отмечается пирротин. Он является главным рудообразующим минералом в Озерном месторождении.

Реже типичных медноколчеданных месторождений встречаются месторождения, в которых возрастает роль цинка и свинца. В этих месторождениях к числу главных рудных минералов, наряду с пиритом, халькопиритом и сфалеритом, относится и галенит. В этих же месторождениях в более заметных количествах появляется барит.

Рудоотложение, как показывают соотношения между различными рудообразующими минералами, шло в обычной для колчеданных месторождений последовательности — первым выделялся пирит, далее халькопирит и сфалерит и самым поздним отлагался галенит. Большинство исследователей полагает, что все эти минералы представляют различные генерации в едином процессе рудоотложения. Лишь галенит в ассоциации с поздним сфалеритом иногда несомненно отлагался в поздний этап, оторванный от основного этапа рудоотложения значительным промежутком времени, в течение которого происходило внедрение даек габброидов нижнекаменноугольного возраста. Эта поздняя сфалерит-галенитовая ассоциация отличается, по данным Петровской (1961), специфическим изотопным составом серы.

Весьма интересные образования представляют наблюдающиеся висячем и частично в лежащем боках колчеданных рудных тел обломковидные обособления пиритовых и халькопирит-пиритовых руд (Бородаевская, 1962, 1964; Иванов, 1959, 1964, 1967; Смирнов, 1968). Эти обособления, имеющие округлую или эллипсоидальную форму и размер до 20—25 см в поперечнике, обычно приурочены к прослоям туфовых и вулканических брекчий смешанного состава, особенно характерных для висячего бока некоторых колчеданных месторождений. Относительно способа образования таких обособлений нет единого мнения. Некоторые исследователи (Логинов, 1956, 1963; Пастухов, 1959) считают их гальками, получившимися при размыве колчеданных руд, а вмещающие обособления породы рассматривают как вулканогенные конгломераты. В. Н. Котляр (1963) высказал соображение об взрывном происхождении этих обособлений. С. Н. Иванов (1959) считал, что обломковидные обособления возникли в результате метасоматического замещения рудными минералами обломков кислых вулканогенных пород, содержавшихся в вулкани-

ческих брекчиях или конгломератах. В 1967 г. он пришел к выводу, что эти обособления представляют типичные гальки. По данным М. Б. Бородаевской (1963), обломковидные обособления являются гетерогенными. Часть из них представляет метасоматические образования, другая часть возникла в результате тектонических движений, сопровождающихся гелевым метасоматозом.

А. С. Бобохов (1969) считает, что обособления представляют обломки руды, отторгнутые от рудных тел теми порциями газонасыщенного расплава, которые застывали в виде субвулканических залежей.

Все колчеданные месторождения Магнитогорского мегасинклинария залегают в подвергшихся метасоматическим и метаморфическим изменениям породах (Прокин, 1963, 1968; Нечеухин, 1964). Эти изменения шли практически по той же схеме, что и на колчеданных месторождениях Малого Кавказа. Наиболее широко проявились зеленокаменные изменения, отвечающие по своему минеральному выражению средне- и низкотемпературной пропилитизации.

Более локальные проявления низкотемпературного околотрепчинного метасоматоза обусловили окварцевание, серицитизацию, хлоритизацию и гематитизацию вулканогенных пород, в которых залегают колчеданные руды. По представлениям В. А. Прокина (1964), В. М. Нечеухина (1964) и других исследователей, проявления низкотемпературного околотрепчинного метасоматоза и зеленокаменные изменения укладываются в единую метасоматическую колонку, характеризующуюся в схематическом идеализированном виде сменой почти мономинеральных кварцевых пород в главном канале прохождения основной массы гидротермальных растворов кварцево-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми, кварц-гематитовыми и альбит-хлорит-эпидотовыми породами.

Несколько иное строение имеют метасоматические колонки на золото-полиметаллических месторождениях, где, наряду с обычными для метасоматических образований кварцем, серицитом, хлоритом, карбонатом, альбитом и эпидотом, в некоторых зонах появляются в значительном количестве диксит, барит, известково-бариевый алюмосиликат, пьмонтит, цеолиты.

Более или менее закономерная смена одних метасоматических зон другими в общем ореоле гидротермальных изменений является свидетельством вероятной одноактности гидротермальных процессов в конкретных колчеданосных рудных районах. О такой одноактности говорят соотношения гидротермальных изменений и колчеданного оруденения с субвулканическими, гипабиссальными и жильными породами. Во всех колчеданосных рудных районах достаточно четко устанавливается более поздний возраст колчеданного оруденения по сравнению с субвулканическими фациями рудовмещающих базальт-диабазовых или базальт-андезит-дацит-диабазовых вулканогенных толщ. Лишь в некоторых случаях некоторые дайки диабазов оказываются более поздними по сравнению с проявлениями колчеданного оруденения и почти не затронуты

гидротермальными изменениями. С другой стороны, на золото-полиметаллических месторождениях гипогенное выщелачивание и оруденение являются более поздними, чем плагииграниты, объединяемые вместе с породами баймак-бурибаевской свиты и ее субвулканическими фациями, также несомненно внедрявшимися до рудотложения, в интрузивно-эффузивный комплекс. На тех месторождениях, где известны дайки габброидов верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, видно, что колчеданное оруденение во всех его видах является более древним по отношению к этим дайкам.

Эти соотношения определяют ту возрастную вилку, в рамках которой происходило формирование колчеданных залежей. Нижней границей этой вилки является время завершения становления субвулканических и вулканоплутонических комплексов, связанных с рудоносными вулканогенными формациями, а верхняя граница отвечает началу формирования интрузивных комплексов верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста. Так как колчеданные рудные тела обнаруживают, как правило, тесную пространственную связь с субвулканическими залежами, часто локализуются вместе с ними в одних и тех же элементах структуры, а окolorудные изменения вмещающих вулканогенных пород и гидротермальные новообразования в субвулканических породах явно возникали, судя по минеральным парагенезисам, в близких термодинамических и химических условиях, можно считать, что гидротермальные процессы, включая рудотложение, наиболее интенсивно проявлялись непосредственно после внедрения основной массы субвулканических тел, происходившего в конце вулканических циклов, приводивших к образованию дифференцированных вулканогенных толщ.

В связи с автономностью развития определенных структурно-формационных зон и рудных районов время рудотложения является различным в различных частях мегасинклинория.

Однако разрыв во времени между процессами активного вулканизма и гидротермальной деятельности, включая рудотложение, на Южном Урале был значительно меньшим, чем в большинстве рудных районов Малого Кавказа и на Рудном Алтае, где в промежутке между накоплением рудовмещающих толщ и отложением колчеданных руд происходило внедрение не только субвулканических образований, но и формирование интрузивных массивов плагиигранитного ряда и сложно дифференцированных жильных серий.

Важно, что в различных рудных районах Южного Урала, характеризовавшихся специфическими особенностями тектонического режима и магматической деятельности, одновременно могли формироваться месторождения колчеданного типа, существенно отличные по вещественному составу и иногда по структурно-морфологическим особенностям. Наиболее ярко эти отличия выявляются при сравнении особенностей месторождений Мокан-Бурибаевского и Баймакского рудных районов, первый из которых в силурийское время развивался в интрагеосинклинальных условиях, а второй в тот же период характеризовался интрагеоантиклинальным режимом. Зави-

симость вещественного состава колчеданных месторождений от особенностей тектонического режима и характера магматизма хорошо заметна и в северной части мегасинклиория. Некоторые месторождения и проявления колчеданной минерализации в Учалинском рудном районе, характеризующемся развитием контрастной базальт-липаритовой формации карамалыташской свиты, сложены пиритом, халькопиритом и сфалеритом и могут считаться эталонными представителями медноколчеданного подтипа. В расположенных южнее и приуроченных к улутауской свите месторождениях существенную роль начинает играть галенит при одновременном увеличении содержания сфалерита. Для обстановки, в которой находятся эти месторождения, характерен непрерывный ряд дифференциатов базальт-андезит-дацитового состава и сокращенная по сравнению с Учалинским рудным полем мощность среднедевонских толщ, что фиксирует близкие к интрагеоантиклинальным особенности тектонического режима этой территории в среднем девоне.

Структурно-морфологические особенности колчеданных месторождений Южного Урала и закономерности их пространственного размещения также в значительной мере зависят от типа тектонического режима и характера магматической деятельности. В большинстве случаев рудные тела имеют форму неправильных линз и пластообразных залежей, приуроченных к зонам межформационного отслаивания и расщепления и контактам между литологически контрастными прослоями или субвулканическими телами. Формы рудных тел и условия их залегания в той или иной мере контролируются секущими разрывными нарушениями и оперяющими их тектоническими трещинами. Сочетание подчиненных напластованию структурных элементов и секущих тектонических трещин определяет морфологические особенности рудных тел в конкретных колчеданных месторождениях (Бородаевская, 1962, 1964). Эти особенности близки к морфологическим особенностям колчеданных месторождений Малого Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление геологической позиции, минералого-геохимических и структурно-морфологических особенностей колчеданных месторождений Малого Кавказа, Рудного Алтая и Южного Урала дает возможность лучше понять условия формирования и закономерности размещения проявлений колчеданной формации вообще и установить их положение в общей генетической систематике эндогенных месторождений.

При таком сопоставлении видно, что месторождения колчеданной формации пространственно и парагенетически связаны с дифференцированными вулканогенными комплексами, формирующимися в начальные и ранние этапы развития эвгеосинклинальных подвижных поясов вулканогенного типа или отдельных их частей. Такие вулканогенные комплексы в общем виде являются эквивалентами спилит-кератофировых формаций, хотя это название является условным. По петрографическим и петрохимическим особенностям колчеданосные вулканогенные комплексы отвечают базальт-липаритовой, базальт-андезит-дацит-липаритовой и липарит-дацитовой формациям, отличаясь обычно пониженной щелочностью при резком преобладании натрия над калием и широко проявившейся альбитизацией полевых шпатов.

Вулканогенные комплексы сопровождаются сильнодифференцированными по составу субвулканическими образованиями, внедрявшимися в процессе активного вулканизма или большей частью в конце определенных вулканических циклов, а в ряде случаев формировавшимися обычно после частной инверсионной складчатости интрузивными породами плагιοгранитного ряда и парагенетически родственной им сложной в петрографическом отношении жильной серий. Вследствие этого колчеданосные магматические ассоциации могут быть представлены эффузивно-субвулканическими или интрузивно-эффузивными комплексами. Последние в одних случаях (Баймакский интрузивно-эффузивный комплекс на Южном Урале) включают в себя, кроме эффузивных, пирокластических и субвул-

канических пород, тела плагиигранитов и связанных с ними гибридных разностей. Часто в таких эффузивно-интрузивных комплексах также широко представлены жильные породы основного, среднего и кислого состава, внедрявшиеся главным образом после формирования плагиигранитов.

Строение колчеданосных магматических комплексов и минералого-геохимические особенности связанной с ними колчеданной минерализации обнаруживают отчетливую зависимость от тектонических условий, существовавших в начальные и ранние этапы развития эвгеосинклинального подвижного пояса или отдельных его частей, отвечающих собственно геосинклинальной стадии и от строения земной коры и верхней мантии в их пределах. Действительно, в тех эвгеосинклинальных областях, в которых начальные и ранние этапы развития характеризовались устойчивым прогибанием, накоплением мощных преимущественно вулканогенных толщ базальт-липаритового состава, происходившем большей частью в субмаринных условиях, и отсутствием отчетливо выраженных частных инверсий тектонического режима колчеданосные магматические комплексы имеют относительно простое строение. В этих комплексах, формирующихся по Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко (1965), при интрагеосинклинальном режиме, участвуют лишь вулканогенные породы, включая субвулканические образования. В парагенетической связи с такими комплексами образуются типичные медно-колчеданные и частично серноколчеданные месторождения, характерные для Урала, Северного Кавказа, а также Испании, Японии и других металлогенических провинций.

В подвижных поясах с резкодифференцированными тектоническими движениями в начальные и ранние этапы развития при общем относительно слабом прогибании, отвечающем интрагеоантиклинальному режиму, в условиях которого накапливались в значительной мере наземные сравнительно маломощные вулканогенные толщи липарит-дацитового состава с подчиненным развитием более основных разностей и происходили отчетливо выраженные частные инверсии, колчеданосные магматические комплексы отличаются сложным строением и могут быть отнесены к разряду интрузивно-эффузивных. Они характеризуются полным набором эффузивных, пирокластических и субвулканических пород и связанных с ними общностью родоначального магматического очага комагматичных гипабиссальных разностей плагиигранитного ряда и еще более поздних жильных дериватов кислого, среднего и основного состава. Связанное с этими комплексами колчеданное оруденение характеризуется значительной ролью свинца и цинка и обладает в общем полиметаллическим составом.

Сложный характер развития эвгеосинклинальной части Малого Кавказа в мезо-кайнозойское время обусловил разнородность развитых здесь колчеданосных магматических комплексов, как и разнородность связанной с ними колчеданной минерализации. В одних структурно-металлогенических зонах или рудных районах в состав

колчеданосных магматических комплексов входят непрерывно дифференцированные вулканогенные толщи базальт-андезит-дацитового состава, их субвулканические аналоги, тела плагиогранитов и сложные жильные серии, представленные габбро-диабазами, диорит-порфитами и плагиогранит-порфирами, т. е. продуктами такой же непрерывной дифференциации габброидной магмы. Наиболее яркое выражение такой комплекс получил в северо-западной части Сомхето-Карабахской металлогенической зоны в Алавердском районе, где колчеданосная нижняя вулканогенная серия представлена непрерывным рядом дифференциатов, находящим отражение и в связанном с этой серией субвулканическом комплексе и в более поздней ассоциации жильных пород гипабиссального происхождения. В этот же комплекс входят широко развитые в районе массивы плагиогранитного ряда. В очевидной связи с непрерывным характером дифференциации колчеданосного магматического комплекса и его полнотой находится обогащенность колчеданных месторождений свинцом и цинком вплоть до перехода в типичные барит-полиметаллические руды.

Такой же геохимической спецификой отличаются и колчеданные месторождения Кафанского рудного района и Болнисской металлогенической зоны, в которых отчетливо проявляется обогащение свинцом и цинком. В колчеданосных магматических комплексах в этих участках также отчетливо проявляется непрерывная дифференциация, но в отличие от Алавердского района гипабиссальные и жильные члены развиты неполно.

В противоположность этому в тех колчеданосных рудных районах Малого Кавказа, в которых магматические комплексы характеризуются контрастным составом, проявления колчеданного оруденения относятся главным образом к медноколчеданному, медно-цинковому или серноколчеданному подтипам. Именно такое строение колчеданосных комплексов и такие особенности колчеданной минерализации наблюдаются в Сомхето-Карабахской и Севано-Акеринской зонах. В них в состав колчеданосных магматических комплексов входят гипабиссальные образования плагиогранитного ряда и жильные серии, что отличает эти комплексы от контрастных колчеданосных комплексов Южного Урала и одновременно подчеркивает промежуточный характер мезо-кайнозойского эвгеосинклинального развития Малого Кавказа. Вероятным следствием этого промежуточного характера подвижного пояса Малого Кавказа является широкое развитие даже в районах распространения контрастных колчеданосных комплексов проявлений свинцово-цинковой и баритовой минерализации жильного типа, полностью отсутствующих на Южном Урале.

Анализ материалов по колчеданным месторождениям рассмотренных трех регионов показывает, что колчеданное оруденение является эпигенетическим по отношению к рудовмещающим вулканогенным толщам. Однако разрыв во времени между процессами активного вулканизма и гидротермальными процессами, сопровождавшимися

отложением колчеданных руд, является различным в разных металлогенических провинциях (иногда в различных рудных районах) и в определенной мере зависит от строения колчеданоносных магматических комплексов. В большинстве случаев колчеданное оруденение формировалось в завершающие стадии становления соответствующих комплексов. Следовательно, чем более сложными являлись последние и чем более широкими были геохронологические рамки их становления, тем большим был отрыв во времени процессов рудоотложения от эпохи накопления рудоносных вулканогенных толщ. Так, в Алавердском и Кедабекском рудных районах накопление рудовмещающей толщи происходило в байосе, а отложение главной массы колчеданных руд падало на нижний мел, т. е. разрыв во времени между этими процессами измерялся первыми десятками миллионов лет. На Рудном Алтае вмещающие колчеданно-полиметаллические месторождения толщи имеют среднедевонский и частично верхнедевонский возраст, тогда как оруденение в основном формировалось в конце нижнекаменноугольного времени. При более простом строении колчеданоносных магматических комплексов, характерном для Южного Урала и других частей Уральской складчатой области, разрыв во времени между накоплением рудовмещающих вулканогенных толщ и отложением колчеданных руд был меньшим и не превышал, по-видимому, первых миллионов лет. Отмеченную зависимость между строением колчеданоносных магматических комплексов и временем формирования колчеданного оруденения нельзя, правда, рассматривать в качестве универсальной закономерности, так как в ряде случаев даже в районах с достаточно сложной историей становления колчеданоносного магматического комплекса месторождения собственно колчеданного и полиметаллического подтипов образуются не в конце тектоно-магматического цикла, а в его средние стадии, отвечающие концу эпохи внедрения субвулканических тел (Кафанский и Маднеульский рудные районы на Малом Кавказе).

Несмотря на различную продолжительность отрыва колчеданного рудообразования от накопления рудовмещающих дифференцированных вулканогенных толщ, важное значение имеет то, что эти толщи еще в дорудное время были более или менее интенсивно деформированы с развитием, кроме складчатых структур, сохранявшихся в той или иной мере признаки первично вулканического происхождения, различных разрывных нарушений, мелких тектонических трещин и иногда зон межформационного и внутриформационного отслаивания и расщепления, которые являлись потенциальными путями движения гидротермальных растворов и вместилищами отлагавшихся из них колчеданных руд.

Размещение последних предопределялось неоднократно подчеркивавшейся совокупностью магматических, структурных и литологических факторов, регулировавших физико-химические условия гидротермальных процессов. Комбинации этих имевших универсальное значение факторов, обуславливавшие различия в геологической

позиции, морфологических особенностях и условиях залегания отдельных колчеданных месторождений, определяются геологическим строением и историей геологического развития конкретных рудных районов и рудных полей. Детальное изучение таких локальных участков, наряду с углубленным минералого-геохимическим и структурным исследованием самих месторождений, было и остается важнейшей задачей, успех в решении которой дает возможность обоснованно производить прогнозную оценку перспективности различных площадей, уверенно направлять поиски концентраций колчеданного оруденения и эффективно их разведывать с наименьшей затратой времени и средств.

Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Керимов Г. И. и др. Металлогения Азербайджана. Изд-во АН АзССР, 1962.

Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, 1963.

Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.

Абдуллаев Х. М. Петрометаллогенические ряды магматических пород и месторождений. «Советская геология», 1960, № 5.

Абих Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Зап. Кавказского отделения Русск. географ. об-ва, кн. VIII, 1873.

Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд-во АН АрмССР, 1961.

Абовян С. Б., Багдасарян Г. И., Казарян Г. А. и др. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1962.

Азарян Н. Р. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, т. XII, № 1, 1959.

Азарян Н. Р. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, т. XIV, № 3, 1961.

Азизбеков Ш. А. Кварцевые порфиры северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. Аз. ФАН, № 3, 1943.

Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, 1947.

Азизбеков Ш. А., Пашалы И. В. Бахшидзорская кварц-диоритовая интрузия северо-восточного склона Пантдагского хребта. Докл. АН АзССР, т. VII, № 9, 1951.

Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Эфендиев Г. Х. К геологии серноколчеданных месторождений Чирагидзор-Тоганлинской группы. Изд-во АН АзССР, 1955.

Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.

Азизбеков Ш. А., Амирасланов А. А., Асланиян А. Т. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения. Госгеолтехиздат, 1962.

Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук Л. П. Металлогения Кавказа. Сб. «Закономер. разм. полезн. ископ.», т. VII, 1964.

Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. И. Тектоническое развитие малокавказского сегмента Альпийского геосинклинального пояса. «Геотектоника», 1966, № 6.

Акопян В. Т. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, № 1, 1962.

Алиев В. И. О формировании колчеданных руд Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля. Изв. АН АзССР, геол. и геогр. науки, № 1, 1959.

Аракелян Р. А. Палеозойские отложения Армении. Тр. конф. по вопр. регион. геологии Закавказья, 1956.

Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд-во АН АрмССР, 1949.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», 1958.

Ачикгезян С. О. Метасоматические образования на Танзутском серноколчеданном месторождении (Армения). Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле» вып. 17, № 3—4, 1964.

Багдасарян Г. П. Петрографические особенности порфировидных сиенито-гранитов Гамзачиманской интрузии в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР серия физ.-матем., естествен. и техн. наук, № 2, т. VIII, 1955.

Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Армении. Сб. «Пробл. магмы и генезиса изверж. горн. пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Налбандян Э. М. О возрасте колчеданного оруденения Алавердского рудного района Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. 35, № 2, 1962.

Багдасарян Г. П., Абовян С. Б. и др. Основные черты интрузивного магматизма Армении. Тр. Ин-та геол. наук АН АрмССР, 1963.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др. Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», т. XIX, № 5, 1966.

Багратуни Е. Г. Чирагидзорское серноколчеданное месторождение. «Разведка недр», 1934, № 10.

Баласанян С. И. К генезису основных дайковых пород Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1956.

Баласанян С. И. К петрографии интрузивных пород Алавердского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, т. XIV, № 4, 1961.

Баласанян С. И. Предверхнеюрский интрузивный комплекс Сомехто-Кафанской зоны. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. 16, № 4—5, 1963.

Баранов И. Я., Свиридов В. В. Дайки и медноколчеданное оруденение на Урупском месторождении Северного Кавказа. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 5, 1960.

Барканов И. В. Очерк геологии и рудных месторождений северной части Степанаванского района и соседних частей Алавердского и Башкичетского районов. «Пробл. советской геологии», 1936, № 1.

Барт Т. Теоретическая петрология. Изд-во иностр. лит., 1956.

Бачалдин В. И., Твалчредидзе Г. А. Некоторые закономерности формирования и размещения месторождений в вулканических породах (на примере Южной Грузии). Изв. вузов, «Геология и разведка», № 1, 1963.

Бачалдин В. И. О возрасте медного оруденения в Юго-Восточной Грузии. Зап. АН ГрузССР, т. 32, № 3, 1963.

Безмертная М. С., Горжевский Д. И. Околорудные изменения полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1958.

Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, серия «Геология месторождений полезных ископаемых», вып. 7, 1961.

Белюсов В. В. Типы и происхождение складчатости. «Советская геология», 1958, № 1.

Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1954.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Осн. пробл. в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. Сб. «Осн. пробл. в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Бобохов А. С. Магматогенные брекчии и брекчиевидные породы кислого состава девона западного крыла Магнитогорского мегасинклиория и взаимоотношения их с колчеданным оруденением. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Изд-во МГУ, 1968.

Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И. Петрогенезис, структурные типы и металлогения малых интрузий. Межд. геол. конгр., сесс. XXI, пробл. 20. Госгеолтехиздат, 1960.

Бородаевская М. Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Южного Урала. Сб. «Закономер. разм. полезн. ископ.», т. V, 1962.

Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. Условия залегания и внутреннее строение обломковидных обособлений колчеданной руды в породах месторождения им. XIX Партсъезда. Тр. ЦНИГРИ, вып. 48, 1962.

Бородаевская М. Б. Соотношения колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. Сб. «Пробл. генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Бородаевская М. Б. и др. Геологическое строение некоторых медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 17. Изд-во «Недра», 1967.

Бородаевская М. Б., Требухин В. С. и др. Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 83. Изд-во «Недра», 1968.

Бородаевская М. Б., Курбанов И. К. и др. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1969.

Буадзе В. Ш. Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения. Геол. сбор. КИМС, № 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Ванюшин С. С., Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Кафанское колчеданное месторождение. Изд-во Кавк. научно-техн. об-ва цвет. металлургии, 1957.

Ванюшин С. С. Основные закономерности локализации оруденения в Кафанском рудном поле. Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», вып. 17, № 3—4, 1964.

Вартанян С. У. Особенности условий образования и методики поисков слепых рудных тел на примере колчеданных месторождений Северной Армении. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. МГРИ, 1963.

Вартапетян Б. С. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахталского месторождения Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. XXVII, № 1, 1958.

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

Вартапетян Б. С. Закономерности в распределении медного оруденения на территории Армянской ССР. Тр. Горнометал. ин-та АН АрмССР, вып. 3, 1962.

Вартапетян Б. С. Алаверди — Шамлуг — Ахталское рудное поле. Геологическое строение и направление геолого-поисковых и разведочных работ. Тр. Горно-метал. ин-та АН АрмССР, вып. 4, 1963.

Василевский М. М. Пропилитизация и оруденение. Дисс. на соиск. уч. степ. докт. геолого-минер. наук. ВСЕГЕИ, 1968.

Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 17, 1953.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Изд-во «Недра», 1964.

Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его перемещение. Сб. «Пробл. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных месторождений. Сб. «Основ. проблемы в учении о магматог. рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.

Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. К вопросу о зональности эндогенного оруденения. Конф. по проблемам постмагм. рудообр. с особым вниманием к геохим. руд. жил. т. 1, Прага, 1963.

Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН СССР, 1959.

Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР, стратиграфия, тектоника и история геологического развития. Изд-во АН АрмССР, 1964.

Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», т. XIX, № 1—2, 1966.

Гасанов Т. А. Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточного склона Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, 1961.

Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во АН ГрузССР, 1949.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та, серия геол., т. X. Изд-во АН ГрузССР, 1957.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. Сб. «Пробл. тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы происхождения магм различного химического состава. Сб. «Пробл. магмы и генезиса изв. горн. пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Гогишвили В. Г., Зулиашвили Т. Г., Каландаришвили И. А. Изменение рудовмещающих пород сульфидных месторождений Алавердского рудного района и их поисковое значение. Геол. сборн. КИМС, № 2, 1962.

Гогишвили В. Г. Особенности гидротермального минералообразования на примере северо-западной части Сомхетско-Карабахской зоны (Малый Кавказ) и формирование месторождений малых глубин. Дисс. на соиск. уч. степ. докт. геолого-минерал. наук. ТГУ, 1969.

Гоньшакова В. И. Рудовмещающие породы Алавердского района Северной Армении. Металлургиздат, 1950.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О некоторых закономерностях размещения полиметаллических и редкоземельных провинций. Докл. АН СССР, т. 107, № 5, 1956.

Горжевский Д. И. Об особенностях состава и строения полиметаллических руд месторождений Рудного Алтая, образовавшихся на различной глубине. Вісник Львівск. ун-та, сер. геол., № 1, 1962.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Фации глубинности магматических горных пород и магматических месторождений полезных ископаемых. «Советская геология», 1963, № 8.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.

Горшков Г. С. Некоторые вопросы теоретической вулканологии Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1958.

Григорян Г. О. Рудоносность экструзивно-эффузивных комплексов Армянской ССР. Сб. «Закономер, разм. полезн. ископаемых», т. VII, 1964.

Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье (породы, руды и генезис). Тр. ГГРУ, вып. 1, 1930.

Грушевой В. Г., Русаков М. П. Алавердское медное месторождение в Закавказье (новые данные по геологической структуре, генезису и промышленным перспективам). «Разведка недр», 1934, № 1.

Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района Армении (Закавказье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 36, 1935.

Дербилов И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1952.

Джанелидзе А. И. К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. Сб. «Вопр. петр. и минер.», т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.

Джрбашян Р. Т., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, т. XVI, № 3, 1963.

Джрбашян Р. Т. О связи вулканизма с поперечными поднятиями (на примере палеогена Малого Кавказа). Докл. АН СССР, т. 38, № 3, 1964.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тр. Ин-та геол. и минер. АН ГрузССР, № 1, 1948.

Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). Сб. «Магмат. и связь с ним пол. ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Дзоценидзе Г. С. Юрский вулканизм Закавказья. Сб. «Пробл. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Дзоценидзе Г. С. Палеогеновый вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение. Сб. «Законом. разм. полез. ископ.», т. 7, 1964.

Дзоценидзе Г. С. О роли вулканизма в эндогенном рудообразовании. «Советская геология», 1965, № 10.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). Сб. «Рудоносн. вулканоген. формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в рудообразовании. Сб. «Эндоген. рудн. месторождения». Изд-во «Недра», 1968.

Дистанов Э. Г. и др. О возрасте полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля. «Геология рудных месторождений», 1964, № 5.

Додин А. Л. Геологическое строение Алавердского-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. КИМС, вып. 83, 1935.

Дубов Р. И. Природа фильтрационного эффекта. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1966.

Дудаури О. З. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры Болнисского района. Изв. АН ГрузССР, вып. 28, № 1, 1962.

Домарев В. С. Условия образования сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 85, № 4, 1956.

Есенов М. Е., Котляров Р. А. Геолого-структурные особенности и методика разведки меднорудных месторождений Казахстана. Сб. «Вопр. геол. и меденосности Мугоджар». Изд-во АН КазССР, 1963.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала. Изв. АН СССР, т. V, 1936.

Заварицкий А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай, Учалы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1943.

Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1947.

Зайцева А. В., Рафибейли Р. Х. Структурные особенности Мехманинского полиметаллического месторождения и стадийность минерализации. Тр. Ин-та научно-техн. информации Азербайджана, 1962.

Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Методы изучения физико-механических свойств горных пород. Сб. «Пробл. тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.

Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Заридзе Г. М. О магматизме и рудной минерализации на Кавказе. «Советская геология», 1962, № 3.

Зарян Р. Н. О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, вып. 16, № 4—5, 1963.

Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. Тр. ГИН АН СССР, т. VIII, 1938.

Захаров Е. Е. О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении месторождений руд черных и цветных металлов. Сб. «Закономер. разм. пол. ископ.», т. I, 1958.

Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. Сб. «Законом. разм. пол. ископаемых», т. II, 1959.

Захаров Е. Е. О некоторых вопросах классификации месторождений. «Советская геология», 1965, № 9.

Зограбян С. А. О баритовой минерализации на Ахталском полиметаллическом месторождении. Докл. АН АрмССР, № 2, 1965.

Иваницкий Т. В. Гидротермальный метаморфизм пород, вмещающих свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения Грузии. «Геология рудных месторождений», 1959, № 6.

Иваницкий Т. В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1963.

Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Припиртышья. Госгеолтехиздат, 1957.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузевный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, 1961.

Иванкин П. Ф. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Сб. «Закономер. разм. пол. ископ.», т. V, 1962.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузевный В. С. Генетические типы кварцитов Рудного Алтая. Сб. «Вопр. геологии и металлогении Рудного Алтая». Изд-во АН КазССР, 1963.

Иванкин П. Ф. О морфологических типах пучков малых интрузий и гидротермальных струй. Докл. АН СССР, т. 149, № 4, 1963.

Иванов С. Н. О характерных особенностях рудных месторождений колчеданного типа. Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 26, 1955.

Иванов С. Н. О генезисе колчеданных месторождений Урала. Докл. АН СССР, № 4, 1957.

Иванов С. Н. Некоторые основные проблемы размещения сульфидного оруденения в колчеданных провинциях. Сб. «Закономер. разм. полезн. ископ.», т. II, 1959.

Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Южного Урала. Сб. «Вопросы геол. и происхождения колчедан. м-ний Урала». Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 43, 1959.

Иванов С. Н. Некоторые вопросы базальтоидной металлогении Урала. Сб. «Закономер. разм. полезн. ископ.», т. VII, 1964.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. Сб. «Пробл. генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Иванов С. Н., Логинов В. П. О связях колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. Сб. «Рудовосн. вулканоген-форм.». Изд-во «Недра», 1965.

Исаенко М. П. Диксит из Кафанского медноколчеданного месторождения в Армении. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 6, 1963.

Казарян А. Г., Казарян С. В. О стадиях минерализации Ахталского месторождения. Научн. тр. Метал. ин-та АН АрмССР, вып. 2, 1961.

Казарян А. Г. Об околорудноизмененных породах Ахталского барито-полиметаллического месторождения. Зап. Арм. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 2, 1963.

Казарян А. Г. Закономерности проявления стадий минерализации в различных формациях руд на территории Армянской ССР. ЭВМО, вып. 92, № 4, 1963.

Казарян Г. А., Малхасян Э. Г. Изверженные породы горы Лалвар. Зап. Арм. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 1, 1959.

Казарян Г. А. О полосчатом строении диабаз-порфировых даек Алавердского р-на. Зап. Арм. отд. Всес. минер. об-ва, № 1, 1959.

Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, МГРИ, 1962.

Карапетян Н. К. Изучение землетрясений и строение земной коры Малого Кавказа. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук. М., МГРИ, 1958.

Карапетян О. Г. Геологический очерк ССР Армении. Матер. по райониров. АрмССР, вып. 1, 1928.

Кахадзе Э. И. Вопросы минералогии и парагенезиса медносульфидных руд Юго-Восточной Грузии. Изв. геол. об-ва Грузии, вып. 3, № 2, 1964.

Кахадзе Э. И. Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород медно-сульфидных руд Юго-Восточной Грузии. Тр. АН ГрузССР, вып. 34, № 1, 1964.

Кашкай М. А. К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. Изв. АН АзербССР, № 10, 1951.

Кашкай М. А. Магматические процессы Малого Кавказа и некоторые черты его металлогении. Тр. Перв. Всес. петрограф. совещ. Изд-во АН СССР, 1955.

Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. «Советская геология», 1956, сб. 50.

Кей М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.

Керимов А. Д. К вопросу об условиях образования и размещения баритовых и сульфидно-баритовых месторождений Азербайджана. Изв. АН АзербССР, серия геолого-геогр. наук и нефти, № 3, 1963.

Керимов Г. И. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Изв. АН АзербССР, № 7, 1955.

Керимов Г. И. К генезису серноколчеданных и медноколчеданных месторождений северо-восточных склонов Малого Кавказа. Изв. АН АзербССР, № 3, 1958.

Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Малый Кавказ). Изд-во АН АзербССР, 1963.

Керимов Г. И., Абдуллаев Р. Н. Мезозойский гранитоидный комплекс Малого Кавказа и его металлогенические особенности. (Азербайджан) Петрогр. форм. и проблемы петрогенезиса, 1964.

Книппер А. Л., Костянин Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1964.

Конюшевский Л. К. Отчет о геологическом исследовании месторождений медных руд в Загезурском уезде Елизаветпольской губернии. Матер. по геол. Кавказа, серия III, кн. 10, 1911.

Коптев-Дворников В. С., Блохина Л. И., Ломизе М. Г. и др. О принципах классификации и номенлатуре древних вулканогенных обломочных пород. Сб. «Пробл. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Шаталов Е. Т. О металлогенической и геохимической специализации комплексов магматических пород. Сб. «Вопр. металлогении». Изд-во «Недра», 1965.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Осн. пробл. в учении о магматогенных рудн. м-ниях». Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1957.

Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. Докл. АН СССР т. 133, 1960.

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и послемагматических процессах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при послемагматических процессах. Сб. «Пробл. генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Коржинский Д. С. Проблемы спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1962.

Коржинский Д. С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах. «Магмат., метаморф., металлогения Урала», т. 2, 1963.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью, восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1963.

Коржинский Д. С. О направленности метасоматического минералообразования. Матер. VI съезда Карп.-Балк. геол. ассоц., 1965.

Королев А. В., Шехтман П. А. Посламагматические рудные тела и методы их структурного анализа. Госгеолтехиздат, 1955.

Котляр В. Н. Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Тр. ВГРО, вып. 335, 1934.

Котляр В. Н. Структура Загезурского рудного поля. Изв. АН СССР, отд. физ.-мат., № 5, 1938.

Котляр В. Н. Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, № 8, 1947.

Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. «Советская геология», 1955, Сб. 43.

Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Изд-во АН АрмССР, 1958.

Котляр В. Н. Эффузивы, экструзивы и оруденение. Изв. вузов. «Геология и разведка», № 9, 1960.

Котляр В. Н., Фаворская М. А. О взаимоотношениях некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Сб. «Пробл. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Котляр В. Н. О концентрической зональности оруденения рудоносных вулканических куполов, жерл и трубок взрывов. Сб. «Пробл. палеовулканологии», вып. 56. Алма-Ата, 1963.

Котляр В. Н., Соловьев Н. Н., Тихонов Н. Д. Геологические особенности месторождений, связанных с древними вулканическими аппаратами. «Геология рудных месторождений», 1963, № 5.

Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. Сб. «Закономерн. разм. полезн. ископ.», т. VII. Изд-во «Недра», 1964.

Котляр В. Н. Оруденение и вулканизм (типы вулканогенных месторождений). Сб. «Пробл. генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. Сб. «Рудоносн. вулканоген. формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Котляр В. Н., Лейе Ю. А. История формирования структуры Кафанского рудного поля (Малый Кавказ). Изв. вузов, «Геология и разведка», № 3, 1966.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. Сб. «Генезис эндоген. рудн. м-ний». Изд-во «Недра», 1968.

Котляр В. Н. Рудные фации в магматических комплексах (соотношение фаций глубинности, магматизма, метасоматоза, геологической структуры и оруденения). Сб. «Эндоген. рудн. м-ния». Изд-во «Наука», 1968.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.

Кривцов А. И. Структурно-морфологические особенности медноколчеданных месторождений Бурибай-Маганского района (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 67. Изд-во «Недра», 1967.

Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. Сб. «Магматизм и связь с ним полезн. ископаемых». Госгеолтехиздат, 1955.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Курек Н. Н., Наконник Н. И. и др. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Лазаренко Е. К. Особенности эндогенной металлогении Карпатской горной страны. «Законом. разм. пол. ископ.», т. 7, 1964.

Лебединский В. И. Генезис и классификация спилито-кератофировых формаций. Сб. «Петрогр. форм. и проблемы петрогенезиса». Изд-во «Наука», 1964.

Левинский О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения. Сб. «Вопрос. изучен. и методы поисков скр. оруд.» Госгеолтехиздат, 1964.

Ленных И. В., Лазарев П. В. Геологическая позиция и возраст колчеданных залежей Южного Урала. Сб. «Матер. по геол. и полезн. ископ. Южн. Урала», вып. 3. Госгеолтехиздат, 1962.

Лейе Ю. А. Кафанское рудное поле (его породы, руды и генезис). Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук. М., 1962.

Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1951.

Литевский Г. И. О рудных и минеральных месторождениях Закавказского края. «Горный журнал», ч. IV, 1873, № 10.

Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке. Изд-во иностр. лит., 1951.

Логиннов В. П. Аллюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). Тр. ГИН АН СССР, вып. 134, 1951.

Логиннов В. П. Закономерности локализации колчеданных месторождений на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса. Сб. «Закономерн. разм. пол. ископ.», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. «Советская геология», 1961, № 6.

Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд-во АН АрмССР, 1947.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, № 4, 1957.

Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», 1959, № 7.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд-во АН АрмССР, 1959.

Магакьян И. Г. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. Сб. «Законом. разм. полезн. ископ.», т. III. Госгеолтехиздат, 1960.

Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Сб. «Рудоносн. вулканоген. формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.

Малеев Е. Ф. О связи рудообразования с вулканизмом в Закарпатье. «Советская геология», 1963, № 1.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в Южной Армении. Изд-во Кавк. научн.-техн. об-ва цветн. металлургии, 1956.

Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. Сб. «Пробл. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. О связи колчеданных месторождений Армении с юрской вулканогенной формацией. Тр. Лабор. палеовулкан. КазИМС, вып. 2, 1963.

Малхасян Э. Г., Казарян Г. А. К петрографии кератофиров Шамлуг-Ахталевского рудного поля. Зап. Арм. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 2, 1963.

Малхасян Э. Г., Лебедев А. П. Юрский вулканизм Армении. Изд-во «Наука», 1965.

Мелконян Р. Л. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере Алавердского рудного р-на). Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», т. XIX, № 1—2, 1966.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.

Михайлов А. Е. Классификация эндогенной складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, 1958.

Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. X, № 3, 1957.

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1958.

Мкртчян С. С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. «Геология рудных месторождений», 1960, № 4.

Мкртчян С. С. Особенности распределения элементов вокруг рудных тел на Ахталском полиметаллическом месторождении. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. 16, № 4—5, 1963.

Мкртчян К. А. Некоторые особенности локализации колчеданного оруденения Базумского хребта и смежных районов Армении. Тр. Упр. геол. и охр. недр при Сов. мин. АрмССР, т. 2, 1960.

Мкртчян К. А. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1962.

Мовсесян С. А., Степанян О. С. Медные месторождения Армении. Сб. «Мин. ресурсы АрмССР». Изд-во АН АрмССР, 1944.

Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изд-во СПб Политехн. ин-та, т. XVII, 1912.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран Кн. «Тект. СССР», т. II, ИГН АН СССР, 1949.

Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1965.

Мусатов Д. И. Проблема магмообразования и глубинные разломы. «Тект., магм. и законом. размещ. руд. м-ний». Изд-во «Наука», 1964.

Мусейбов К. И. Дайки и оруденение Мехманинского рудного района. Изв. АН АзербССР, серия геол. и геогр. наук и нефти, № 3, 1962.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

Набоко С. И. Рудная минерализация в областях современного магмопроявления. Сб. «Рудонос. вулканоген. формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Надирадзе В. Р., Назаров Ю. И. Условия формирования и закономерности размещения эндогенных месторождений в Юго-Восточной Грузии. Сб. «Законом. разм. пол. ископ.», т. 5. Изд-во «Наука», 1962.

Надирадзе В. Р. Магматизм и металлогения Южной Грузии. Сб. «Законом. разм. полезн. ископ.», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Назаров Ю. И. Особенности отложения барита и сульфидов цветных металлов в месторождении Маднеули. «Геология рудных месторождений», 1959, № 6.

Назаров Ю. И. Особенности формирования месторождений медно-колчеданной формации Южной Грузии. Изд-во «Недра», 1966.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты. Сб. «Измен. околоруд. породы и их поиск. значение». Изд-во «Наука», 1953.

Наковник Н. И. Количественное изменение минерального вещества при метаморфизме. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 4, 1958.

Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 92, вып. 4, 1963.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними полезные ископаемые. Изд-во «Недра», 1964.

Налбандян Э. М. Особенности гидротермального метаморфизма в связи с развитием отдельных фаз вулканической деятельности в Алавердском рудном районе. Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», т. XXI, № 6, 1968.

Невский В. А. Генетическая классификация трещин горных пород. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1964, № 3.

Нестоянова О. А. Палеовулканизм Южного Урала (силурийский и девонский вулканизм). Сб. «Вопр. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Нечеухин В. М. Зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского меднорудного района на Южном Урале. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук. 1964.

Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1959.

Овчинников Л. Н. О роли газов в постмагматическом рудообразовании. Конф. по пробл. постмагм. рудообр. с особ. вниман. к геохим. рудн. жил., т. 1, Прага, 1963.

Овчинников Л. Н. Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1965.

Оганесян Л. В., Лейе Ю. А. Применение минералого-геохимического метода при исследовании субвулканических интрузивно-экструзивных комплексов (на примере Кафанского рудного поля). «Советская геология», 1965, № 8.

Пароникян В. О. К минералогии руд Ахталского полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, вып. 15, № 6, 1962.

Пастухов И. П. Новое о возрасте медноколчеданных месторождений на Южном Урале. Матер. по геол. и пол. ископаемым Южного Урала, вып. 1, 1959.

Паффенгольц К. Н. Чирагидзорское месторождение серного колчедана в Ганджинском уезде АзССР. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 102, 1928.

Паффенгольц К. Н. Кедабек (Геологический очерк района Кедабекского медного месторождения в Азербайджанской ССР). Тр. ВГРО, 1932.

Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульи (Геологический очерк междуручья среднего и нижнего течения р. Дебед-чай и Акстафа-чай). Тр. ВГРО, вып. 353, 1934.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1959.

Паффенгольц К. Н. Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. Тр. Ин-та геол. наук АрмССР, 1963.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1956.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Сб. «Структ. Земли и деформ. горн. пород». Изд-во АН СССР, 1960.

Петровская Н. В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.

Плюснин К. П. О субвулканических интрузиях Магнитогорского метасинклинария в связи с закономерностями развития сдвиговой тектоники. Сб. «Магматизм, метаморф., металоген. Урала», т. 2. Изд-во «Недра», 1963.

Подковой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий. Тр. ГИН АН СССР, вып. 107, серия петрогр., 1950.

Поспелов Г. А. Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений. «Геология и геофизика», 1963, № 10.

Прокин В. А., Рудаков В. М., Солодкий Н. Н. Метасоматические породы колчеданных месторождений Южного Урала. Тр. 1-го Урал. петрограф. совещ., т. 2, 1963.

Прокин В. А., Исмагилов М. М., Захаров А. А. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. Сб. «Эндоген. рудн. м-ния». Изд-во «Наука», 1968.

Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Ср. Урале. Сб. «Колчеданные м-ния Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. Сб. «Законом. разм. пол. ископ.», т. II, Госгеолтехиздат, 1959.

Ракчеев А. Д. Закономерности размещения колчеданных тел на Урале (на примере Карабашской группы месторождений). «Советская геология», 1962, № 7.

Ревякин П. С., Кузевный В. С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. «Советская геология», 1966, № 2.

Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.

Рубинштейн М. М. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. Тр. 5-й сессии комиссии по определению абс. возраста геолог. формаций. Изд-во АН СССР, 1958.

Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. ЭВМО, вып. 91, № 6, 1962.

Русинов В. Л. Пропилиты и оруденение. «Геология рудных месторождений», 1968, № 6.

Саакян П. С. О рудообразующих флюидах и растворах. Межд. геолог. конгр., XXI сессия. Изд-во АН СССР, 1960.

Сагателян Э. А., Гриненко Л. Н. Новые данные об изотопном составе серы в пиритах колчеданных месторождений Северной Армении. Докл. АН АрмССР, вып. 39, № 1, 1964.

Садецкий-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенезиса. Сб. «Физ.-хим. пробл. формир. горн. пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Салия Д. Г. Некоторые закономерности локализации гидротермального оруденения Амасия-Акеринской геотектонической зоны Малого Кавказа. Геол. сборн. КИМС, № 2, 1962.

Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, ЕРГУ, 1959.

Саркисян О. А. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 1, 1964.

Саркисян С. В. К вопросу о возрасте нарушений и оруденения Кафанского рудного поля. Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», т. XIX, № 1—2, 1966.

Саркисян С. Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Изд-во КИМС, 1957.

Саркисян С. Ш. Основные черты геологии и генезиса Тандзутского серноколчеданного месторождения (Северная Армения). Геол. сб. КИМС, № 2, 1962.

Саркисян С. Ш. К геолого-петрографической характеристике района Желтореченского месторождения меди (Северная Армения). Тр. КИМС, вып. 3 (5), 1961.

Семенов А. И. Структурно-металлогенические зоны. Сб. «Общ. принц. регион. анализа». Госгеолтехиздат, 1957.

Сергиевский В. М. Колчеданные месторождения Урала. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1953.

Ситковский И. Н. Основные черты металлогении Азербайджанской ССР. Тр. Объедин. научн. сессии по металлогении и прогн. картам. Изд-во АН КазССР, 1959.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.

Скрипченко Н. С. К вопросу о закономерностях размещения медноколчеданных месторождений Северного Кавказа. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.

Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях. Пробл. генезиса руд. Изд-во «Недра», 1964.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. Изд-во «Недра», 1966.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1957.

Смирнов В. И. Условия нахождения регенерированных месторождений. Сб. «Законом. разм. пол. ископ.», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестн. МГУ, № 2, 1960.

Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности. Конф. по пробл. постмагм. рудообр. с особ. вним. к геох. рудн. жил., т. 1. Изд-во «Недра», 1963.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Соотношения эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. Сб. «Пробл. генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.

Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. Сб. «Рудоносн. вулканоген. формации». Изд-во «Недра», 1965.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. Сб. «Генезис эндоген. рудн. м-ний». Изд-во «Недра», 1968.

Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1946.

Соколов Г. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования и пути дальнейших исследований. «Геология рудных месторождений», 1961, № 5.

Словкин А. Н. О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. Докл. АН СССР, т. XXIII, № 5 1944.

Соловьев С. П. Распределение горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. Госгеолтехиздат, 1952.

Сопко П. Ф. О возрасте интрузивных пород Северной Армении. Сб. «Вопр. теор. и прикл. геол.», № 3. Госгеолтехиздат, 1947.

Сопко П. Ф. Жильные породы Алавердского района Армении. Тр. Воронеж. гос. ун-та, вып. XXX, 1954.

Сопко П. Ф. Роль структурных и стратиграфо-литологических факторов в размещении колчеданного оруденения в пределах Северной Армении. Сб. «Закономерн. разм. полезн. ископ.», т. II. Госгеолтехиздат, 1959.

Сопко П. Ф. Структура Шамлугского медноколчеданного месторождения. Сб. «Структуры рудных полей». Госгеолтехиздат, 1960.

Сопко П. Ф. Околорудные изменения в колчеданных месторождениях Малого Кавказа. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 2, 1961.

Сопко П. Ф. Типы структур колчеданных месторождений и их рудных полей на Малом Кавказе. «Советская геология», 1961, № 9.

Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного р-на. Изд-во АН АрмССР, 1961.

Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Ахтальский среднеюрский вулкан в Армении. Сб. «Геол.-мин. особенности колч. м-ний Южн. Урала». Изд-во БФАН СССР, 1962.

Сопко П. Ф. О соотношениях колчеданного, свинцово-цинкового и баритового типов оруденения. Сб. «Законом. разм. пол. ископ.», т. V, Госгеолтехиздат, 1962.

Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Субвулканические образования юрского возраста в Алавердском рудном р-не. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 8, 1962.

Сопко П. Ф. Условия локализации колчеданного оруденения в Алавердском рудном поле. Сб. «Вопр. магм., метаморф. и рудообразования». Госгеолтехиздат, 1963.

Сопко П. Ф. Стратиграфо-литологический контроль колчеданного оруденения на Малом Кавказе и его значение для поисков месторождений скрытого типа. Сб. «Вопр. изуч. и методы поисков скрыт. оруд». Госгеолтехиздат, 1963.

Сопко П. Ф. Генетические особенности колчеданных месторождений Малого Кавказа и некоторые особенности их размещения. Сб. «Закономерн. разм. полезных ископаемых», т. VII. Госгеолтехиздат, 1964.

Сопко П. Ф., Салихов Д. Н. Интрузивный магматизм Башкирской части Магнитогорского метасинклиория. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 2, 1969.

Степанян О. С. Ахталское полиметаллическое месторождение. Мат. по геол. и гидрогеол. АрмССР. Госгеолиздат, 1938.

Схиртладзе Н. И. Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива. Докл. АН СССР, вып. 130, № 4, 1960.

Татевосян Л. К. Глубинное строение земной коры Закавказья по данным гравиметрии. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-мин. наук, МГУ, 1958.

Твалчредидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.

Твалчредидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчредидзе Г. А. Металлогенические особенности некоторых элементов геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1962.

Твалчредидзе Г. А., Буадзе В. И. К вопросу о генезисе колчеданных месторождений Кавказа. «Советская геология», 1964, № 10.

Твалчредидзе Г. А. О генетических типах месторождений составных частей геосинклиналей (на примере Кавказа). Сб. «Проблем. генез. руд». Изд-во «Недра», 1964.

Твалчредидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. Изд-во «Недра», 1966.

Твалчредидзе Г. А. Главные типы металлогенической зональности рудных провинций. Сб. «Эндоген. рудн. м-ния». Изд-во «Наука», 1968.

Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. Ин-та геол. наук АрмССР, вып. 123. Изд-во АН СССР, 1950.

Томсон И. Н., Константинов Р. М. О соотношениях между рудными формациями на примере некоторых районов Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Тугаринов А. И., Зыков С. И., Змеенкова А. В. О возрасте некоторых свинцовых месторождений Кавказа. Тр. V сесс. Комис. по опред. абсолютн. возраста». Изд-во АН СССР, 1958.

Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Изв. Спб. отд. геол. ком. т. IV, вып. 3, 1925.

Успенский Н. С. Кедабекский медный рудник. «Горный журнал», 1910, № 2.

Успенский Н. С. Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. Изв. об-ва горн. инжен., № 10, 1910.

Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Сб. «Пробл. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1962.

Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. Сб. «Проблемы магмы и генезиса извер. гор. пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Фаворская М. А. О проблеме генезиса даек и их взаимоотношениях с оруденением. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1957.

Федоров Е. С. Горные породы Кедабека. Зап. АН СССР, т. XIV, № 3, 1903.

Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. «Советская геология», 1968, № 11.

Хаин В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. «Геология рудных месторождений», 1962, № 4.

Хаин В. Е. Геосинклиальный процесс и эволюция тектоносферы. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1965.

Хачатурян Э. А. О возрасте Кохобской интрузии. Изв. АН АрмССР, т. III, № 8, 1950.

Хачатурян Э. А. К геохимии руд колчеданной формации Северной Армении. Изв. АН АрмССР, № 4, 1957.

Хачатурян Э. А. Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. 12, № 4, 1959.

Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. Сб. «Законом. разм. полез. ископ.», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Хитаров Н. И. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. Изд-во АН СССР, 1961.

Хомасуридзе И. Н. Физико-химические условия образования рудосодержащих пород Маднеульского месторождения. «Геология рудных месторождений», 1968, № 6.

Хорева Б. Я. Иртышская зона смятия и ее соотношения с глубинными разломами. «Советская геология», 1962, № 9.

Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1954.

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Изд-во иностр. лит., 1958.

Чайка А. А. О взаимосвязи химизма и физических свойств горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1965.

Червяковский Г. Ф. О некоторых закономерностях в размещении колчеданных месторождений на Урале. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 58, 1962.

Червяковский Г. Ф., Таврин И. Ф., Ярош А. Я. и др. Широкие и субширокие структуры Урала. «Советская геология», 1966, № 11.

Чернышов Н. М. Геологическое строение и некоторые вопросы генезиса Ахтальского барито-полиметаллического месторождения. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, Воронеж, 1962.

Чирвинский П. Н. Средние составы минералов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1953.

Чухров Ф. В. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1964, № 1.

Шаталов Е. Г. О металлогении рудных районов. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1959.

Шарфман В. С. Силурийские и девонские вулканогенные комплексы южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, 1965.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. Сб. «Магмат. и связь с ним пол. ископ.». Госгеолтехиздат, 1960.

Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов. «Советская геология», 1961, № 8.

Шейнманн Ю. М. О связях между типами магм и тектоникой. «Советская геология», 1964, № 2.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд-во «Наука», 1968.

Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритизированные породы. Сб. «Измен. окolorудн. породы и их поиск. значение». Госгеолтехиздат, 1953.

Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. Вopr. геол. Азии, т. II. Изд-во АН СССР, 1955.

Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма. «Геология рудных месторождений», 1960, № 3.

Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. «Геология рудных месторождений», 1963, № 2.

Ширинян К. Г. Основные закономерности эффузивного магматизма Армении. Тр. Ин-та геол. наук АН АрмССР, 1963.

Сихалибейли Э. Ш. Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа. «Советская геология», 1959, № 11.

Сихалибейли Э. Ш. Роль разломов и структур глубокого заложения в металогении складчатых зон (на примере Кавказа). Сб. «Законом. разм. полезн. ископ.», т. VII. Госгеолтехиздат, 1964.

Сихалибейли Э. Ш. Геология Севано-Акеринской зоны (бассейн среднего течения р. Акеры). Тр. Ин-та геол. АН АзССР, т. 22, 1962.

Сихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана), т. 1 стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. Изд-во АН АзССР, 1964.

Сихалибейли Э. Ш. О возрасте гранитоидных интрузивов Сомхето-Агдамской зоны Малого Кавказа (Азербайджан). Изв. АН АзССР, серия геол.-геогр. наук, № 1, 1965.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1958.

Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1954.

Эфендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, 1957.

Яковлев Г. Ф. Тектонические закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Сб. «Закономерн. разм. пол. ископ.», т. V. Госгеолтехиздат, 1962.

Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал). «Советская геология», 1965, № 4.

Яковлев Г. Ф. Тектоногенные и тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений. «Советская геология», 1968, № 3.

Яковлев Г. Ф. Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. Изд-во МГУ, 1969.

Яковлев П. Д., Оленин В. В. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. «Советская геология», 1965, № 2.

Ярош П. А., Хачатурян Э. А. О взаимоотношениях рудных и нерудных минералов в Ахтальском и Шамлугском месторождениях. Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», № 6, 1964.

Albers I. P. Soda metasomatism in the East-Shasta copperzinc district, northern California Journal. Geol. Soc. India, I, 1959.

Amstutz G. Spare, time and simmetry in Zoning. Конф. пробл. постмагм. рудообр. с особым вниманием к геохимии рудн. жил. т. 1, Прага, 1963.

Aramitis S. Die submarin — exhalativen Kieslagerstätten Ostgriechenlands. Neue Jarbuch Miner. Monatsch., 12, N 52, 1962.

Bichan W. J. Nest rocks for copper ore. Econ. Geol., 57, N 8, 1962.

Burnham C. W. Facies and types Hydrothermal alteration. Ec. Geol., 57, N 5, 1962.

David W. Further relations on origin of the porphyries and ores of Rio Tinto. Bull. Ynst. Min. and metal, N 633, 1962.

Davidson C. F. Problems of post-magmatic ore deposits Mining Mag., 109, N 5, 1963.

Gill F. E. Orogenesis and ore deposits. Canad. Miner, 7, part 3, 1963.

Hanus V. Criteria for polyascendent origin of metasomatic zonal structures. Конф. пробл. постмагм. рудообр. с особ. вним. к геохимии рудн. жил. т. 1, Прага, 1963.

Hanus V. Main factors in the formation of zonal structures of metasomatic ore deposits. Конф. пробл. постмагм. рудообр. с особ. вним. к геох. рудн. жил. т. 1, Прага, 1963.

- Howell E. N. Geology of the Braden orebody, Chile. *Econ. geol.*, N 5, 1960.
- John T. U. Geology and mineral deposits of east-central Balabac Island, Palawan province, Phillipines. *Econ. Geol.*, 58, N 1, 1963.
- Kattamis Th. Etude métallogénique de gisements de pyrite de Kokkinoperoula et d'Agrokippia (Chypre). *Ann. Soc. geol. Belg. Bull.*, 15, N 5—10, 1963.
- Kinkel A. R. Structural and stratigraphic control of ore deposition in the West Shasta copper-zinc district. *Calif. Mining Eng.*, N 2, 1955.
- Kinkel A. R. Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. *Ec. Geol.*, v. 61, N 4, 1966.
- Lovering T. S. Erigenetic, diplogenetic, syngenetic and Lithogenetic deposits. *Econ. Geol.*, 58, N 3, 1963.
- Parker P. D. Some effects of environment on ore deposition. *Econ. Geol.*, 57, N 3, 1962.
- Ritchie A. S. Criteria used in assessing evidence for or against polyascendent mineralizing solutions in some Australian ore deposits. *Конф. пробл. постмагм. рудообр. с особ. вним. к геохим. рудн. жил. т. 1, Прага, 1963.*
- Stanton R. L. General features of the conformable «pyritic» orebodies. *Canad. Min. Bull.*, N 573, v. 53, 1960.
- Suffel G. G. Remarks on some sulphide deposits in volcanic extrusives. *Canad. Mining and metallurgy, Bull.*, N 642, 58, 1965.
- Taylor N. R. Importance of chalcophile element abundance in determining the sequence of sulphide mineral deposition from monoascendent ore-forming solutions. *Конф. пробл. постмагм. рудообр. с особ. вним. к геохим. рудн. жил. т. 1, Прага, 1963.*
- Williams H. Relationship between base metal mineralization and volcanic rocks in north-eastern Newfoundland. *Canad. Min., Journ.*, 84, N 8, 1963.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	3
Глава I. Схема тектонического и металлогенического районирования Малого Кавказа	6
Глава II. Геологическая характеристика Сомхето-Карабахской зоны	17
Глава III. Геология, условия образования и закономерности размещения колчеданных месторождений Алавердского рудного района	28
Характеристика стратиграфо-литологического разреза	29
Субвулканические образования	44
Проявления гипабиссальной магматической деятельности	50
Петрохимические особенности магматических пород, их формационная принадлежность и некоторые вопросы их происхождения	58
Тектоника района	76
Типы руд и окolorудные изменения пород	85
Размещение колчеданного оруденения в стратиграфо-литологическом разрезе	109
Структуры рудных полей и месторождений и структурный контроль колчеданного оруденения	115
Соотношения колчеданного оруденения с субвулканическими и жиль- ными породами	147
Глава IV. Колчеданные месторождения юго-восточной части Сом- хето-Карабахской зоны	157
Глава V. Колчеданные месторождения, связанные с верхнемеловым тектоно-магматическим комплексом	179

Глава VI. Колчеданные месторождения, связанные с палеогеновым тектоно-магматическим комплексом	186
Глава VII. Главные условия образования и размещения колчеданных месторождений Малого Кавказа	194
Глава VIII. Сравнение колчеданных месторождений Малого Кавказа с колчеданными месторождениями других районов . . .	215
Глава IX. Заключение	232
Литература	237

Соико Павел Филиппович
КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МАЛОГО КАВКАЗА

Редактор издательства Л. М. Самарчин
Техн. редактор В. В. Соколова
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 2/VI 1971 г.
Подписано в печать 6/X 1971 г.
Т-13497. Формат 60×90^{1/16}.
Печ. л. 16,0. Уч.-изд. л. 17,13.
Бумага № 2.
Индекс 1—4—1. Заказ 491/3589—4.
Тираж 700 экз. Цена 1 р. 94 к.

Издательство «Недра».
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 14
«Красный Печатник» Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Московский пр., 91.

1р. 94к.



МЕЛРА • 1971