

П. Ф. Сопко

ГЕОЛОГИЯ
КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛАВЕРДСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА

Ереван ~ 1961

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Պ. Ֆ. ՍՈՊԿՈ

ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ
ԿՈԼԶԵԴՄԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ
ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌԻ ԴԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
Ե Ր Ե Վ Ա Ն

1961

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

П. Ф. СОПКО

553.3

ГЕОЛОГИЯ КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛАВЕРДСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1966



15300
1418

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

В работе освещается стратиграфо-литологический и структурный контроль колчеданного оруденения в Алавердском районе, описываются околорудные изменения вмещающих пород и рассматриваются взаимоотношения колчеданного оруденения с интрузивными и жильными породами.

Все эти вопросы излагаются с точки зрения их поискового значения.

Работа рассчитана на геологов, занимающихся изучением, поисками и разведкой рудных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

Алавердский район Армянской ССР является одним из старейших горнопромышленных районов Закавказья. В течение почти двух столетий он давал большую часть добычи медных руд Армении и всего Закавказья и заключал в своих недрах крупные их запасы. Особенно большого размаха эксплуатационные работы на месторождениях района—Алавердском, Шамлугском и Ахталском—достигли в начале XX века, а затем, после вызванного первой мировой и гражданской войнами перерыва, в середине 30-х годов, когда в г. Алаверди был построен новый медеплавильный завод. Наличием этого завода и мощной энергетической базы, а также другими достаточно хорошими природными и экономическими особенностями района определяются благоприятные условия для успешного развития горнодобывающей и металлургической промышленности Северной Армении и прилегающих районов Грузии.

Для того, чтобы эта промышленность развивалась, необходима постановка эффективных поисковых и разведочных работ на указанной территории и, прежде всего, в самом Алавердском районе. Поисковые и разведочные работы должны обеспечивать непрерывный рост разведанных запасов медных и полиметаллических руд, что совершенно необходимо для нормальной работы горнодобывающих и металлургических предприятий. В этом отношении, однако, положение на месторождениях Алавердского района нельзя признать вполне благополучным. Такое утверждение вытекает из того, что ближе всего расположенное к Алавердскому медеплавильному заводу Алавердское месторождение, когда-то являвшееся наиболее важным источ-

ником добычи медных руд в районе, в течение длительного времени—свыше 15 лет—не эксплуатируется. В лучшем положении находятся Шамлугское медное и Ахтальское барито-полиметаллическое месторождения, которые обеспечены разведанными запасами на довольно продолжительный срок. Подвергаясь интенсивной разработке вплоть до начала Великой Отечественной войны, Алавердское месторождение в геологическом отношении оставалось слабо изученным и разведанным не только в дореволюционное время, когда работы на нем вели французские концессионеры, но и позднее. Систематические разведочные работы на флангах месторождения и на глубину поставлены не были; ими, по существу, начали заниматься лишь после прекращения разработки месторождения, что, естественно, сильно усложнило поисковые и разведочные работы и снизило их эффективность.

Выработка предпосылок для поисков и установление поисковых критериев шли по мере развития эксплуатационных, поисковых и разведочных работ и по мере геологического изучения района и расположенных в его пределах месторождений, при котором в той или иной степени учитывались результаты этих работ.

Очень большие и ценные геологические исследования на месторождениях и в районе были проведены после Великой Октябрьской революции, в конце 20-х и в 30-х годах. Они связаны с именами О. Т. Карапетяна, В. Г. Грушевого, К. Н. Паффенгольца, А. Л. Додина, О. С. Степаняна и других исследователей. В послевоенные годы весьма интересные и важные работы, преимущественно регионального порядка, охватывавшие всю территорию Армении или значительные ее части, были проведены И. Г. Магакьяном, В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским, С. С. Мкртчяном, А. Т. Асланяном. В результате всех этих работ установлены определенные закономерности в распределении оруденения, удовлетворявшие в той или иной мере нужды разведчиков и эксплуатационников.

Сейчас, однако, когда перед геологами-разведчиками встала во весь рост задача поисков слепых рудных тел не только на прилегающих к известным месторождениям площадях, но и на новых участках, прежний уровень знания закономерностей размещения колчеданных рудных тел недостаточен. Необходи-

мо установление более точных геологических предпосылок для поисков колчеданного оруденения в пределах Северной Армении и прилегающих частях Грузии. Важнейшее значение среди этих предпосылок имеют стратиграфо-литологические и структурные предпосылки, поскольку наиболее характерной чертой колчеданного оруденения на этой территории, так же как и в других частях земной коры, является тесная пространственная связь с определенными стратиграфо-литологическими горизонтами, внутри которых рудные тела размещены, в первую очередь, в зависимости от структурных особенностей того или иного участка, наряду с литологическим составом рудовмещающих толщ. Установление таких более точных предпосылок и критериев возможно только путем анализа и обобщения всех геологических материалов, полученных в результате региональных и детальных геологических съемок, поисковых, разведочных и эксплуатационных работ, проведенных в течение последних 15—20 лет. Кроме того, для решения этой задачи в ряде случаев необходимы постановка и проведение специальных исследований литологического состава рудовмещающих толщ, физико-механических и петрохимических особенностей слагающих их пород, а также отдельных сторон структуры района в целом и различных рудных полей и месторождений.

Автору с 1944 года по настоящее время, с некоторыми перерывами, пришлось заниматься изучением ряда рудных полей и месторождений Алавердского и других районов Армении. Эти работы велись в составе геологических экспедиций и партий Московского геологоразведочного института и Воронежского государственного университета по договорам с Армянским Геологическим управлением и бывшей конторой «Армцветметразведка» и в тесном сотрудничестве с геологами производственных геологических партий и работниками рудничной геологической службы на действующих горнорудных предприятиях. За указанный промежуток времени под руководством автора была проведена детальная геологическая съемка значительной части Алавердского района и осуществлены отдельные виды специальных тематических исследований. В процессе этих работ особое внимание обращалось на изучение литологического состава тех стратиграфических горизонтов и свит, которые размещены в пределах отдельных рудных полей и место-

рождений, на изучение широкораспространенной серии жильных и гипабиссальных пород, обнаруживающих тесную пространственную связь с проявлениями колчеданной минерализации, на изучение складчатых форм, разрывных нарушений и трещинной тектоники в их взаимосвязи и, наконец, на изучение роли стратиграфических, литологических и структурных особенностей отдельных участков в пространственном распределении проявлений различных разновидностей колчеданного оруденения. Все это в совокупности с анализом результатов геолого-разведочных и эксплуатационных работ позволило глубже понять закономерности размещения рудных тел колчеданного типа и их морфогенезиса и более четко сформулировать геологические предпосылки, определяющие направление и методику проведения работ при поисках колчеданного оруденения. Многие из этих закономерностей и предпосылок имеют общее значение для всех месторождений колчеданного типа, другие вытекают из специфических особенностей геологического строения Северной Армении, частью которой является Алавердский район.

К числу общих закономерностей в пространственном распределении колчеданного оруденения относится, прежде всего, тесная пространственная связь его с вулканогенными и осадочно-вулканогенными формациями, входящими в состав тектоно-магматических комплексов, возникающих в начальные и ранние этапы развития подвижных поясов. Наряду с вулканогенными формациями эти тектоно-магматические комплексы характеризуются развитием интрузивных, преимущественно гипабиссальных, магматических образований, появившихся при определенном состоянии геотектонического режима, отличающемся от того состояния, при котором происходило накопление вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ. Некоторые исследователи, как известно, считают, что колчеданное оруденение связано и генетически с рудовмещающими вулканогенными формациями, представляя продукт сольфатарно-фумарольной деятельности, протекавшей после вулканических извержений или в перерывах между ними. Другие исследователи полагают, что колчеданные руды, имея гидротермальное происхождение, образуются в связи с более поздними, чем рудовмещающие вулканогенные толщи, интрузиями гранитоидного

состава. Не входя здесь в детальное обсуждение этого вопроса, заметим лишь, что, как свидетельствуют данные по колчеданным месторождениям Малого Кавказа и других районов Советского Союза, первоисточник оруденения может быть различным в зависимости от геологической обстановки.

Породы, слагающие эти формации, в большинстве случаев независимо от состава отличаются повышенной щелочностью и могут быть названы спилито-кератофировыми. Иногда, однако, как будет показано ниже, щелочность этих пород является нормальной, соответствующей щелочности пород андезито-дацитового ряда.

Внутри рудовмещающих вулканогенных формаций колчеданное оруденение локализуется преимущественно в горизонтах, сложенных породами кислого состава; значительно реже промышленные руды колчеданного типа наблюдаются в средних и основных породах. Чаще всего рудные тела колчеданного типа, формирующиеся метасоматическим путем или при значительной роли метасоматоза, оказываются приуроченными к пирокластическим разностям вулканогенных пород, то есть к вулканическим брекчиям и туфам. В эффузивах проявления оруденения встречаются реже, а гидротермальные изменения отличаются меньшей интенсивностью, чем в пирокластических породах аналогичного состава.

Важное поисковое значение имеют широкораспространенные во вмещающих колчеданные месторождения толщах гидротермальные изменения пород. Наибольшее развитие имеют проявления таких процессов гидротермального изменения, как окварцевание, серицитизация и хлоритизация, иногда в определенных участках затрагивающих почти всю толщу рудовмещающих пород. Кроме этих наиболее распространенных процессов гидротермальных изменений, в околорудных породах колчеданных месторождений проявляются и другие более редкие типы изменений, в некоторых случаях играющие роль прямых поисковых признаков.

Отличительной особенностью месторождений колчеданного типа является, наряду с другими признаками, специфический минералогический состав руд. Он характеризуется исключительно широким развитием среди рудных минералов пирита, халькопирита, сфалерита, иногда галенита, которые в массив-

ных рудах обычно резко преобладают над нерудными минералами, представленными преимущественно кварцем, карбонатами, баритом. Во вкрапленных рудах количественные соотношения между рудными и нерудными минералами варьируют в широких пределах. Во многих случаях перечисленные выше рудные и нерудные минералы встречаются в одних и тех же рудных телах. Нередко однако, вследствие того, что процесс формирования колчеданных месторождений идет в несколько стадий, в составе рудных тел может резко преобладать один или два рудных минерала, отвечающих определенным стадиям процесса. В соответствии с этим можно выделить серноколчеданные, медноколчеданные, медно-цинковые и полиметаллические руды. Первые характеризуются резким преобладанием в своем составе пирита, вторые—халькопирита и пирита. В медно-цинковых рудах вместе с пиритом и халькопиритом значительную роль играет сфалерит, а в полиметаллических рудах, кроме этого, галенит. Среди нерудных минералов при последовательном переходе от серноколчеданных руд к медно-цинковым и полиметаллическим обычно возрастает роль барита. Это возрастание идет таким образом, что в конечном итоге могут возникнуть почти мономинеральные баритовые тела, также представляющие разновидность месторождений колчеданной формации.

Если различные типы руд совмещены в одном месторождении, то в их пространственном расположении иногда наблюдается более или менее отчетливо выраженная зональность. Нередко наблюдается и зональное строение отдельных рудных тел, что, наряду с зональностью оруденения в пределах отдельных месторождений, оказывает определенную помощь при поисках и оценке перспективности рудопроявлений.

Отмеченные особенности колчеданных месторождений и закономерности в их распределении, то есть связь этих месторождений с определенными формациями, преимущественная приуроченность их к благоприятным для метасоматоза толщам, широкое развитие гидротермальных изменений в рудовмещающих породах и специфический характер этих изменений, определенная стадийность в формировании месторождений и зональное расположение отдельных типов руд в пределах месторождений и отдельных рудных тел, имеют, как указыва-

лось, общее значение. Они проявляются в каждом районе развития колчеданных месторождений независимо от возраста рудовмещающих толщ и самих месторождений.

Играющие важнейшую роль в распределении оруденения внутри колчеданоносных формаций и в морфогенезисе рудных тел структурные элементы могут сильно варьировать при переходе от одного района к другому в связи с различиями в истории геологического развития этих районов. Даже в одном в том же районе в пределах различных рудных полей и месторождений характер структурного контроля оруденения может значительно или сильно меняться. Общее значение имеет лишь то обстоятельство, что основные рудоконтролирующие элементы структуры возникали повсюду, как правило, в ранние этапы деформации тех участков земной коры, где расположены колчеданные месторождения.

Не являются одинаковыми и пространственные и генетические соотношения колчеданного оруденения с интрузивными породами. В большинстве случаев месторождения колчеданного типа не имеют тесной пространственной связи с крупными интрузиями. Генетическая связь колчеданного оруденения с интрузивными породами также обычно сильно завуалирована. Формы связи колчеданного оруденения с жильными породами также не являются постоянными. В одних случаях в пределах колчеданных месторождений и включающих их рудных полей жильные породы имеют очень широкое распространение и обнаруживают достаточно тесную пространственную и отчетливую генетическую связь с колчеданным оруденением. В других случаях колчеданное оруденение не имеет пространственной связи с жильными породами, что, естественно, оставляет открытым вопрос и об источнике оруденения или сильно затрудняет решение этого вопроса.

В настоящей работе делается попытка выявить основные закономерности распространения колчеданного оруденения в пределах Северной Армении в целях использования их для поисков рудных тел в новых участках. Основное внимание в работе обращено на рассмотрение особенностей, с одной стороны, стратиграфо-литологического и, с другой стороны, структурного контроля колчеданного оруденения на этой территории. Вещественный состав рудных тел, гидротермальные изме-

нения рудовмещающих пород и соотношения оруденения с интрузивными и жильными породами описаны сжато и в аспекте прикладного значения этих вопросов. Общие вопросы геологического строения Северной Армении также преднамеренно изложены лишь в таком объеме, который необходим для понимания закономерностей распределения колчеданного оруденения в пространстве и для понимания поискового значения этих закономерностей. Автор будет удовлетворен, если предлагаемая вниманию читателя работа в настоящем виде окажет помощь геологам, ведущим поиски и разведку колчеданных месторождений в пределах Малого Кавказа, и принесет пользу при дальнейших углубленных исследованиях вопросов контроля оруденения в этой области.

1. Краткая геологическая характеристика Алавердского рудоносного района и расположенных в его пределах колчеданных месторождений

Алавердский рудоносный район представляет площадь развития различных по составу и формам месторождений колчеданного типа, залегающих в одинаковой или близкой геологической обстановке, то есть приуроченных к толщам преимущественно вулканогенных пород юрского возраста. В таком понимании указанный рудоносный район охватывает, в основном, центральную и северную часть Алавердского административного района Армянской ССР. В северной части Алавердского рудоносного района находятся наиболее интересные и значительные по размерам Алавердское и Шамлугское колчеданные месторождения меди и Ахталское колчеданное месторождение барито-полиметаллического состава. Кроме того, в этом районе известно большое количество мелких баритовых, серноколчеданных и медноколчеданных рудопроявлений.

Несмотря на то, что Алавердский район является одним из древнейших горнопромышленных районов Армении и всего Закавказья, ряд сторон его геологического строения и особенностей распределения месторождений в его пределах до настоящего времени неясен или недостаточно изучен. В частности, нельзя считать до конца разработанными вопросы стратиграфии и тектоники как Алавердского, так и ряда других районов Малого Кавказа. Этим объясняется отсутствие еди-

ства взглядов в отношении многих особенностей геологического строения этой области.

Рядом исследователей были предложены схемы геотектонического районирования Малого Кавказа или тех его частей, которые входят в состав Армянской ССР. Одной из наиболее широко известных схем является схема К. Н. Паффенгольца (43), в соответствии с которой в пределах Малого Кавказа выделяются с севера на юг: 1) Рионско-Куринская зона, характеризующаяся широким развитием четвертичных отложений, мощным чехлом перекрывающих породы более древнего возраста, 2) Сомхето-Ганджинская, или Сомхето-Карабахская зона, в строении которой главную роль играют мезозойские, главным образом юрские отложения, 3) Араксинская зона, или складчатая зона Армении с преимущественным развитием палеогеновых отложений, 4) Нахичеванская зона, в пределах которой широко распространены палеозойские отложения. Кроме этого, в северо-западной части Малого Кавказа, в пределах Грузии, выделяется Аджаро-Триалетская зона, сложенная, в основном, эоценовыми отложениями.

Алавердский рудоносный район находится в северо-западной части Сомхето-Карабахской геотектонической зоны, имеющей, как и другие зоны Малого Кавказа, за исключением Аджаро-Триалетской, северо-западное простирание. В пределах Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны, как отмечалось выше, развиты преимущественно юрские отложения, смятые, по представлениям К. Н. Паффенгольца, в пологие складки общекавказского, северо-западного, простирания. Развитие пологих складок резко отличает Сомхето-Кировабадскую зону от расположенной южнее складчатой зоны Армении. Складчатость в Сомхето-Кировабадской зоне, по К. Н. Паффенгольцу, проходила в предолигоценное время, так же как и в других частях Малого Кавказа.

В последнее время А. Т. Асланяном (6) и А. А. Габриеляном* предложены принципиально отличные схемы геотектонического расчленения Армении. Всю территорию Армении А. Т. Асланян разделяет на три геотектонических пояса: Анти-

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

кавказский, Севанский, Араксинский, каждый из которых отделен от соседних поясов глубинными разломами. Первые два пояса представляют эвгеосинклинальную область, последний — миогеосинклинальную область.

Каждый геотектонический пояс характеризуется преобладанием определенных направлений складчатости, причем основные этапы складкообразования в каждом поясе приходились нередко на разное время. Так, Антикавказский геотектонический пояс, охватывающий северо-восточные склоны Малого Кавказа, отличается преобладанием складок северо-восточного, антикавказского направления. Основные этапы складкообразования в этом поясе, по А. Т. Асланяну, относятся к предэоценовому и предолигоценовому времени.

В Севанском геотектоническом поясе складки имеют общекавказское, северо-западное, простираение; главные складкообразовательные движения происходили в предюрское, предолигоценовое и среднемиоценовое время.

В Араксинском геотектоническом поясе развиты преимущественно складки общекавказского простираения, но в некоторых частях пояса преобладают складки антикавказского направления. В этом поясе проявилось очень большое количество этапов складчатости, главные из которых приходятся на предюрское, предверхнемеловое, предэоценовое, предолигоценовое, предсреднемиоценовое и среднеплиоценовое время.

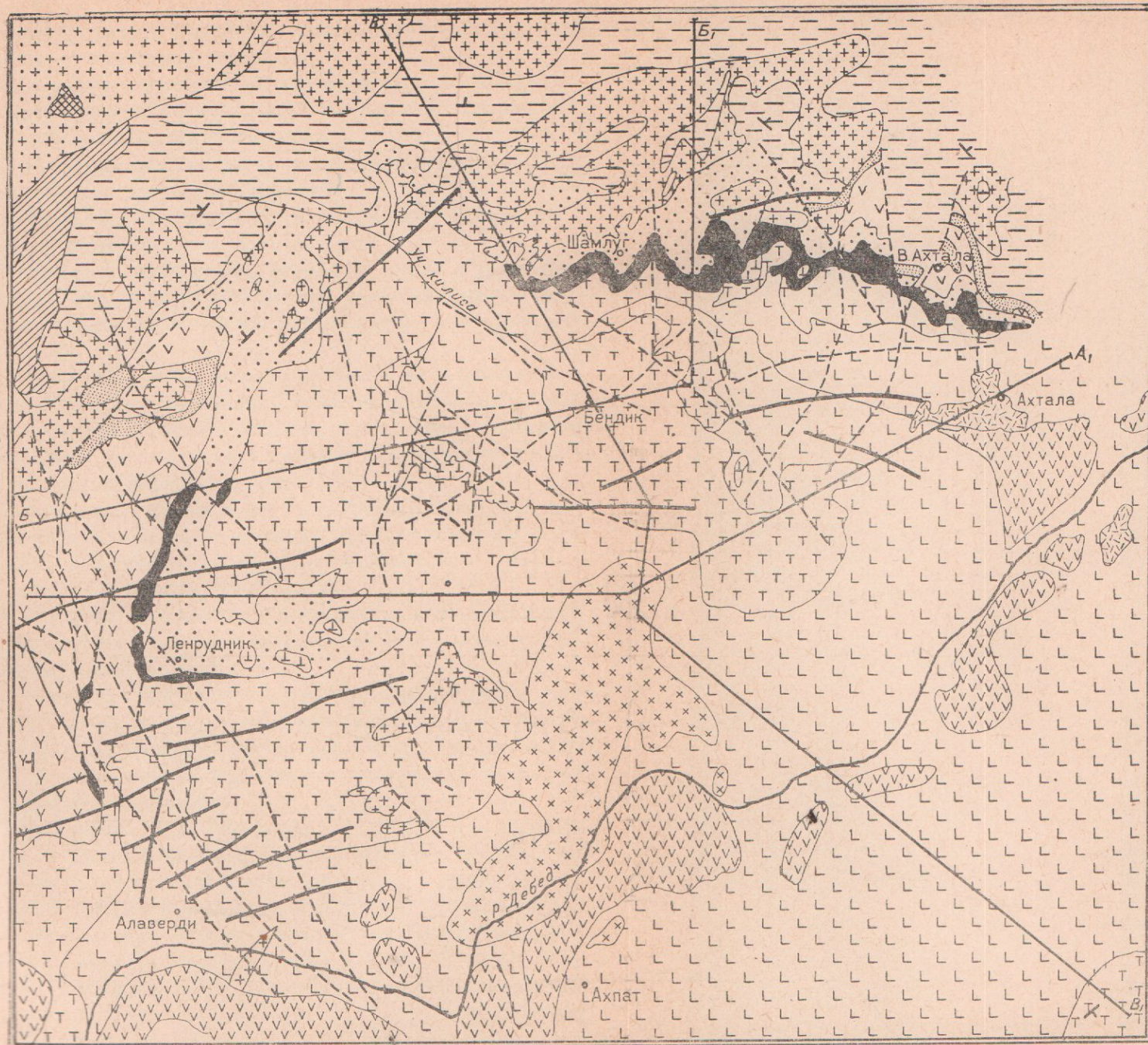
Каждый геотектонический пояс делится на ряд структурно-фациальных зон, формирование которых шло различными путями; основные этапы складчатости каждой из этих зон могли нередко не совпадать с основными этапами складчатости в соседних зонах. В Антикавказском геотектоническом поясе А. Т. Асланян выделяет Прикуринскую моноклиналичную зону и Алавердскую мегаантиклинальную зону. В Севанском поясе выделяются Присеванская мегасинклинальная зона, Кафанская моноклиналичная зона и Ахтинская мегаантиклинальная зона. Араксинский геотектонический пояс делится на Ереванскую мегасинклинальную зону и Приараксинскую мегаантиклинальную зону. Колчеданные месторождения развиты только в Алавердской, Присеванской и Кафанской зонах.

Ряд разногласий между К. Н. Паффенгольцем и А. Т. Асланяном существует и по вопросам стратиграфии и истории

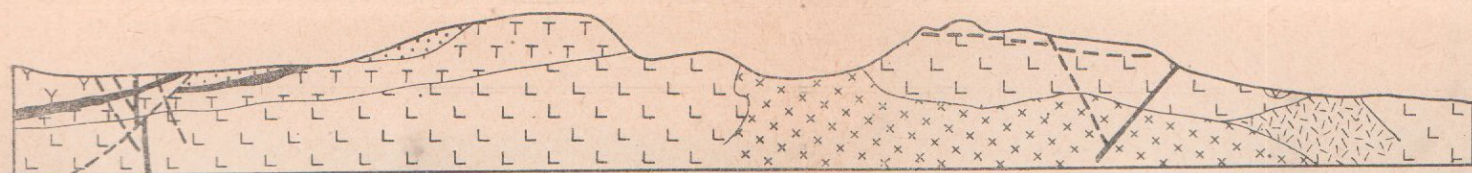
геологического развития Малого Кавказа и, в частности, Алавердской структурно-фациальной зоны. Различия в этих точках зрения будут отражены ниже, при характеристике стратиграфо-литологического разреза Алавердского района, которую мы даем на основании собственных наблюдений, с учетом данных и выводов других исследователей—прежде всего В. Г. Грушевого, К. Н. Паффенгольца и А. Т. Асланяна. Не собираясь в настоящей работе входить в детальный разбор тектонических и стратиграфических схем К. Н. Паффенгольца и А. Т. Асланяна и в сравнительную оценку их достоинств, заметим однако, что как та, так и другая схема имеют очень много положительных черт, но в то же время страдают и некоторыми недостатками и неточностями, устранить которые можно и нужно в результате дальнейших работ. В частности, совершенно необходимы дополнительные сборы и переопределения фаунистических остатков из тех горизонтов, стратиграфическое положение которых является неясным или спорным, так же как и использование других современных методов определения их возраста с целью выработки единой стратиграфической схемы.

Как указывалось выше, в стратиграфическом разрезе Алавердского района главная роль принадлежит юрским отложениям, которые местами перекрыты породами мелового и палеогенового возраста и широкораспространенными, но мало-мощными четвертичными образованиями. В различных частях района разрез подвергается более или менее значительным изменениям вследствие резких фациальных переходов одних толщ в другие, вполне естественных в областях преимущественного развития вулканогенных пород, которым подчинены прослои и горизонты туфогенно-осадочных отложений. В обобщенном виде в разрезе Алавердского района можно выделить ряд стратиграфо-литологических комплексов (1,2). В частности юрские отложения, более детальное расчленение которых в ряде случаев вызывает разногласия, достаточно отчетливо делятся на следующие комплексы (от более древних к более молодым).

1. Комплекс вулканогенных, преимущественно эффузивных пород среднего и основного состава, получивших название «нижних порфиритов», или дебедачайской свиты. В пределах рудного поля Ахтальского месторождения под вулканогенными



Разрез по линии А А,



Разрез по линии Б Б,



Разрез по линии В В,

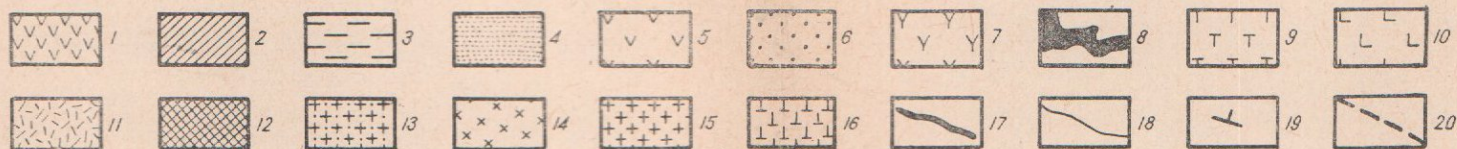


Рис. 1. Геологическая карта Алавердского рудного района. (Составили П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышов).

1) Базальты и андезито-базальты (Q); 2) мандельштейновые андезитовые и диабазовые порфиры, их туфы, туфовые и вулканические брекчии; 3) келловейские аркозовые и полимиктовые песчаники; 4) верхняя свита туфогенных и полимиктовых песчаников (I_2); 5) свита пироксеновых порфиритов (пироксеновые андезитовые порфиры, их лавовые и вулканические брекчии, туфы, туффиты и туфогенные песчаники— I_2); 6) нижняя (алавердская) свита туфогенных и полимиктовых песчаников (I_2); 7) шихтахтская свита (андезитовые порфиры, их туфы и вулканические брекчии с прослоями туфогенных песчаников и вулканических конгломератов— I_2); 8) рудоносная свита (кератофиры, кварцевые кератофиры, их туфы и вулканические брекчии, местами фациально замещающиеся вулканогенными

породами дацитового состава и туффитами и туфогенными песчаниками— I_2); 9) кошабертская свита (туфы и туфовые брекчии андезитовых и дацитовых порфиритов— I_2); 10) дебедачайская свита (андезитовые порфиры, их лавовые и вулканические брекчии, туфы, туффиты, диабазовые и дацитовые порфиры— I_2); 11) ахталские «кварцевые порфиры» (I_2); 12) габбро, оливинные габбро (Pg); 13) предолгошеные граниты и гранодиориты; 14) нижнемеловые плагиограниты и кварцевые диориты; 15) гипабиссальные породы комплекса «альбитофиров»—плагиогранит-порфиры, микроплагиограниты, кварцевые диорит-порфиры, альбит-порфиры; 16) субвулканические тела; 17) жильные породы; 18) стратиграфические интрузивные контакты; 19) падение слоев; 20) разрывные нарушения.

породами среднего и основного состава выходит толща так называемых «кварцевых порфиров».

2. Комплекс пирокластических пород среднего и переходного от среднего к кислому состава, получивший название «туфобрекчий», или кошабертской свиты.

3. Комплекс вулканогенных пород кислого состава (кратофировый, или рудоносный горизонт).

4. Комплекс полимиктовых и туфогенных песчаников с остатками фауны байос-батского возраста.

5. Комплекс эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных пород различного состава, развитый лишь в Алавердском рудном поле («агломератные туфы», или шихтахтская свита).

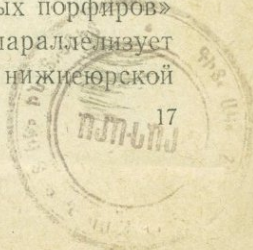
6. Комплекс пироксеновых порфиров, их туфов и вулканических брекчий с прослоями туфогенно-осадочных пород, также имеющий локальное развитие, в основном, в пределах Алавердского рудного поля и в северо-восточной части района, к востоку от Верхней Ахталы.

7. Комплекс полимиктовых и туфогенных песчаников с фауной батского возраста, развитых примерно в тех же участках, что и вышеуказанный комплекс пироксеновых порфиров, их туфов и вулканических брекчий.

8. Комплекс полимиктовых и аркозовых песчаников с фауной келловейского возраста, содержащий прослой внутриформационных конгломератов.

9. Комплекс эффузивных и пирокластических пород среднего и основного состава, часто с миндалекаменным строением, на которых на склонах г. Лалвар несогласно залегает толща эоценовых отложений с прерывистым горизонтом базальных конгломератов в основании.

После работ В. Г. Грушевого (16, 18), О. С. Степаняна (41, 53) и ряда других исследователей считалось (и такая точка зрения поддерживается рядом геологов и в настоящее время), что в основании разреза в Алавердском районе залегают вулканогенные породы типа кварцевых порфиров, выходящие в рудном поле Ахтальского месторождения. По представлениям К. Н. Паффенгольца (43), толща «кварцевых порфиров» Ахталы имеет нижнеюрский возраст, так как он параллелизует эту толщу с фаунистически охарактеризованной нижнеюрской



толщей кислых вулканогенных пород, выходящей в Мургузском и Мровдагском хребтах в юго-восточной части Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны и в Лок-Джандарском массиве в северо-западной части зоны. Однако такая параллелизация может быть взята под сомнение, так как ахталские «кварцевые порфиры» развиты на весьма ограниченной площади и не увязываются непосредственно с кислыми вулканогенными породами нижнеюрского возраста в других частях Сомхето-Кировабадской зоны. Кроме того, в районе Ахталы мощность перекрывающего «кварцевые порфиры» комплекса вулканогенных пород среднего и основного состава не превышает 300—400 м, в то время как в других частях района эта мощность измеряется гораздо большими цифрами.

По мнению А. Т. Асланяна (7), «кварцевые порфиры» Ахталы слагают куполообразное тело, внедрившееся в толщу пород среднего и основного состава и представляющее субвулканическое образование. В ряде случаев, действительно, в толще «кварцевых порфиров» наблюдаются дайкообразные тела, местами внедряющиеся в вышележащие андезитовые порфириты, их туфы, лавовые и вулканические брекчии. Рвущие контакты кварцевых порфиров с андезитовыми порфиритами и их пирокластическими аналогами достаточно отчетливо заметны в западной части Ахталского месторождения в русле р. Учкилиса и на правом и левом склонах ее долины. Н. М. Чернышов, проводивший детальную геологическую съемку к западу от Ахталского месторождения, указывает и на наличие даек кварцевых порфиров среди вулканогенных пород среднего состава. В то же время в толще ахталских «кварцевых порфиров» отдельные разности пород во многих случаях обладают реликтами туфового строения, а иногда приобретают характер экструзивных брекчий. Эти реликты обломочно-го строения в ахталских «кварцевых порфирах» наблюдаются в ряде случаев достаточно отчетливо, хотя породы подверглись интенсивной гидротермальной переработке, нередко затухивающей их первичную структуру. Эта гидротермальная переработка захватила не только кварцевые порфиры и их пирокластические аналоги, но распространилась в определенной мере и на перекрывающие эту толщу вулканогенные породы среднего и основного состава.

Учитывая все это, по нашему мнению, ахтальские «кварцевые порфиры» скорее всего нужно считать горизонтом, линзообразно залегающим в толще средних и основных вулканогенных пород средней юры. В этом линзообразном теле эффузивные породы кислого состава и их пирокластические аналоги тесно связаны с пронизывающими толщу инъекциями близких по составу пород, представляющими корневые части вулкана, причем более поздние инъекции кислой магмы проникали местами и в перекрывающие «кварцевые порфиры» вулканогенные породы среднего состава.

Последние непосредственно над «кварцевыми порфирами» в Ахтале, а в других частях района — в низах разреза представлены мощной толщей эффузивов и пирокластов, имеющей широкое распространение в Сомхето-Карабахской геотектонической зоне. Эта толща в Алавердском районе была названа в свое время В. Г. Грушевым (16,18) «нижними порфиритами». Хотя это название и до сих пор употребляется работающими в районе геологами, его нельзя считать удачным, так как в толще, кроме эффузивов основного и среднего состава, достаточно широким развитием пользуются пирокластические породы, переслаивающиеся с порфиритами. В разрезе между Ахталой и Шамлугом в этой толще выделяются, по данным Н. М. Чернышова, четыре горизонта, одни из которых сложены андезитовыми порфиритами, другие — их туфами, вулканическими и лавовыми брекчиями, третьи — дацитовыми порфиритами, их туфами и брекчиями, четвертые — туффитами. Довольно сложный литологический состав этой толщи заставляет выделять ее в особую свиту, которой ранее нами было дано название дебедачайской свиты. Дебедачайская свита занимает большие пространства на территории района. Она выходит в долине р. Дебед и особенно широко развита на ее правобережье. Кроме того, эта свита развита в долине р. Учкилиса между Ахталой и Шамлугом, в южной части Алавердского рудного поля; она широко распространена на восточном и северо-восточном склонах г. Кызылташ, а также в урочищах Мазлум и Бурнакан. Разрез свиты в разных частях района несколько меняется, но в целом характеризуется преобладанием эффузивов андезитового состава над другими разностями пород. Мощность дебедачайской свиты трудно определима; на Ахтальском мес-

торожении часть свиты, залегающая над «кварцевыми порфирами», имеет мощность около 300 м, в то время как в других местах видимая мощность свиты может достигать 500—600 и более метров. Относительно возраста дебедачайской свиты имеются две различные точки зрения. Большинство исследователей (16, 18, 43) относит ее к низам средней юры. А. Т. Асланян (6, 7) считает эту толщу нижнеюрской.

В Алавердском районе дебедачайская свита, или «нижние порфириты», согласно перекрывается толщей пирокластических пород среднего состава, получившей у местных геологов название «туфобрекчий». Нами эта толща в свое время была названа кошабертской свитой, так как название «туфобрекчий» не отражает особенностей достаточно сложного литологического состава этой свиты. Она не имеет регионального распространения и в Алавердском рудоносном районе выходит на склонах и вершине г. Кызылташ, в урочищах Верхний и Нижний Кошаберт, в Алавердском рудном поле, на Шамлугском месторождении и в ряде других мест. В составе кошабертской свиты главную роль играют грубые и лапиллиевые туфы андезитовых и дацитовых порфиритов, а в верхах толщи преобладают туфовые брекчии этих же порфиритов, которые местами перекрыты маломощным горизонтом слоистых туфов. Мощность свиты составляет от 400 м на склонах г. Кызылташ и в урочище Кошаберт до 80—100 м на Алавердском и Шамлугском месторождениях и в районе Ахталы. Возраст кошабертской свиты, так же как и подстилающей ее дебедачайской свиты, трактуется по-разному. Одни исследователи считают ее среднеюрской (нижний—средний байос), другие, вслед за А. Т. Асланяном, относят эту толщу к нижней юре.

На Шамлугском месторождении на кошабертской свите с некоторым несогласием залегают вулканогенные породы кислого состава, слагающие достаточно выдержанный горизонт. Он сложен на Шамлуге кератофирами, кварцевыми кератофирами, их туфами и вулканическими брекчиями, содержащими прослои известковистых туфогенных песчаников и слоистых туфов. Породы этого горизонта в ряде участков интенсивно изменены гидротермальными процессами и содержат на Шамлуге главную массу рудных тел. Вследствие этого данный горизонт с полным основанием может быть назван рудоносным.

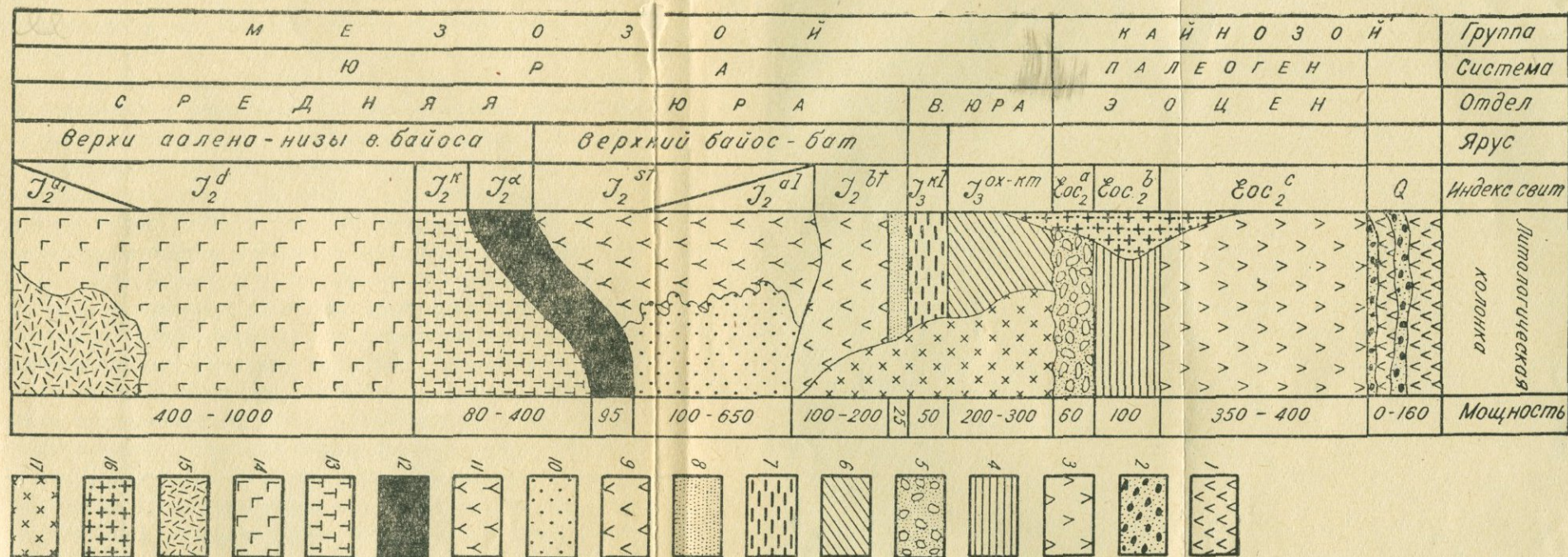


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка Алавердского рудного района.
(Составили П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышов)

1) Базальты и андезито-базальты; 2) аллювиальные и пролювиально-делювиальные отложения; 3) базальтовые и андезитовые порфиры, их туфы и вулканические брекчии; 4) вулканогенно-осадочная свита (туфы дацитовых порфиритов, туфогенные и известковистые песчаники); 5) базальные конгломераты; 6) свита мандельштейновых андезитовых и диабазовых порфиритов и их пирокластических аналогов; 7) аркозовые и полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов; 8) верхняя свита песчаников (туфогенные полимиктовые песчаники); 9) свита пироксеновых порфиритов и их пирокластических аналогов с прослоями туфитов и туфогенных песчаников; 10) шихтахтская свита (вулканогенные породы среднего состава с прослоями туфитов, туфогенных песчаников и вулканических конгломератов); 11) нижняя (алавердская) свита песчаников — фациальный аналог

шихтахтской свиты; 12) рудоносная свита (кератофиры, кварцевые кератофиры и их пирокластические аналоги с «штоками» и жильобразными залежами колчеданных руд, местами кислые вулканические породы фациально замещаются туфогенными песчаниками или дацитовыми порфиритами и их пирокластическими аналогами); 13) кошабертская свита (туфы и туфовые брекчии андезитовых порфиритов, местами с жильобразными телами колчеданных руд); 14) дебедачайская свита (андезитовые, диабазовые и дацитовые порфиры с прослоями пирокластических и туфогенно-осадочных пород); 15) ахталские «кварцевые порфиры» (комплекс эффузивных, пирокластических и субвулканических пород кислого состава с залежами барито-полиметаллических руд — внутриформационная толща в низах дебедачайской свиты); 16) граниты и гранодиориты; 17) кварцевые диориты и плагиограниты.

К востоку от Шамлуга рудоносный горизонт прослеживается по левому склону долины р. Учкилиса, а затем по левому склону долины р. Дебед до Айрума. К западу от Шамлуга выходы рудоносного горизонта протягиваются до русла р. Учкилиса, а затем горизонт погружается под более молодые отложения. Снова появляется этот горизонт лишь в северной части Алавердского рудного поля, где в низах толщи песчаников у совхоза наблюдается пачка известковистых туфогенных песчаников и слоистых туфов с характерной для неизмененных разностей пород рудоносного горизонта фиолетовой окраской. Эта же пачка прослеживается на западном склоне г. Кызылташ и в селении Алаверди, где в ней местами встречаются прослои перемытых туфов с обильными обломками кератофиров и кварцевых кератофиров. Мощность рудоносного горизонта в восточной части Алавердского рудного поля составляет около 20—30 м. В центральной части месторождения вдоль русла Алавердского ручья выходят гидротермально интенсивно измененные породы, в которых местами наблюдаются реликтовые зерна первичного кварца или реликты туфового строения. В районе вентиляционной шахты, кроме того, выходят и неизмененные лавовые и вулканические брекчии кератофиров и кварцевых кератофиров. Это дает основание говорить о наличии рудоносного горизонта также и в центральной и западной частях Алавердского рудного поля. К северу, в истоках Алавердского ручья, рудоносный горизонт погружается под более молодые отложения, а к югу прослеживается в виде отдельных линзообразных прослоев по правому склону долины р. Лалвар. Мощность горизонта в западной части Алавердского рудного поля составляет около 80—100 м, то есть измеряется цифрами того же порядка, что и на Шамлуге. Среди эффузивных и пирокластических пород кератофирового состава на Шамлугском месторождении, как указывалось выше, встречаются прослои фиолетовых известковистых туфогенных песчаников, содержащих фауну аммонитов, пелеципод, брахиопод. Фаунистические остатки находятся и в известковистых туфогенных песчаниках и слоистых туфах этого горизонта в восточной части Алавердского рудного поля. Сборы и определение фаунистических остатков производились многими исследователями. Более ранние определения датируют возраст рудоносного гори-

зонта верхним байосом. По данным А. Т. Асланяна (6,7), кератофировый горизонт в пределах Шамлугского месторождения и в западной части Алавердского рудного поля имеет нижнелейасовый возраст. Фиолетовые известковистые туфогенные песчаники и слоистые туфы восточной части Алавердского рудного поля А. Т. Асланян считает верхнебайосскими.

В большей части района рудоносный горизонт, не имеющий повсеместного распространения, перекрывается со значительным несогласием свитой туфогенных и известковистых песчаников, в которых найдены фаунистические остатки, принадлежащие как байосским, так и батским формам. Эта свита, которую, очевидно, нужно датировать байос-батом, была названа нами в свое время алавердской. Вследствие несогласного контакта с подстилающими породами, песчаники залегают на различных прослоях рудоносного горизонта, а иногда непосредственно на кошабертской свите. Среди песчаников встречаются прослои алевролитов, мелкогалечных конгломератов и изредка вулканогенных пород среднего состава. Мощность свиты туфогенных и известковистых песчаников байос-бата составляет 100—150 м. А. Т. Асланян (7) датирует эту толщу батом, параллелизуя ее с песчаниками вершины хребта Шихтахт и района горы Дарк.

Крайне важным для понимания истории геологического развития района и его структуры является выяснение стратиграфического положения комплекса осадочных и вулканогенных пород, развитого в западной части Алавердского рудного поля и быстро выклинивающегося к югу и северу. Этот комплекс нами еще в 1944 г. выделен под названием шихтахтской свиты. В. Г. Грушевым (16) эти породы объединялись под названием толщи агломератных туфов. Литологический состав этой свиты очень сложный, характеризуется преобладанием эффузивных и пирокластических пород среднего состава. Наиболее широко развиты в составе свиты и характерны для нее грубообломочные породы типа вулканических брекчий и агломератов, содержащие очень большое количество обломков. Кроме эффузивов и пирокластических пород, в составе свиты наблюдаются прослои и горизонты туффитов, туфогенных песчаников и вулканических конгломератов. По литологическому составу в шихтахтской свите нами было выделено

шесть горизонтов (от более древних к более молодым): 1) нижний вулканогенный горизонт, 2) горизонт слоистых туфогенных пород, 3) горизонт мандельштейновых андезитовых порфири-тов, 4) горизонт туфов и вулканических брекчий андезитовых и дацитовых порфири-тов, 5) горизонт плотных и зернистых туфогенных песчаников, 6) верхний вулканогенный горизонт. Отдельные горизонты и прослои являются фациально невыдержанными, эффузивные породы по простираанию могут быстро и резко сменяться пирокластическими образованиями, а те, в свою очередь, также резко и быстро переходят в туфогенно-осадочные породы. Мощность шихтахтской свиты меняется в очень широких пределах, достигая максимальной величины в 700 м; в среднем свита имеет мощность около 400—450 м. Содержащаяся в горизонте плотных и зернистых песчаников фауна по более ранним определениям говорит о байос-батском возрасте пород, аналогичном возрасту песчаников, развитых в восточной части Алавердского рудного поля. А. Т. Асланян (7) в этом горизонте собрал плинсбахские, а в залегающих еще выше туфогенных песчаниках—тоарские формы. Геологическое положение шихтахтской свиты однако свидетельствует скорее всего о ее одновозрастности с песчаниками байос-бата, выходящими в восточной части Алавердского рудного поля. Учитывая разноречивые мнения относительно возраста шихтахтской свиты, необходимо, очевидно, более подробно остановиться на ее стратиграфическом положении. Выяснение соотношений этой свиты с песчаниками байос-бата вызывает затруднения не только из-за резких различий литологического состава этих толщ, но и, главным образом, из-за тектонического характера контакта между ними почти на всем его протяжении.

Шихтахтская свита в южной части Алавердского рудного поля залегает на гидротермально измененных породах рудоносного горизонта или иногда непосредственно ложится на породы кошабертской свиты. В центральной части рудного поля, вплоть до истоков Алавердского ручья, шихтахтская свита вместе с подстилающим ее рудоносным горизонтом приведена в контакт с распространенной в восточной части рудного поля свитой песчаников по довольно крупному разрывному нарушению. Севернее истоков Алавердского ручья, где разрывное нарушение на поверхности не прослеживается, так как, по су-

иществу, затухает, горизонт плотных и зернистых туфогенных песчаников шихтахтской свиты приходит в контакт с песчаниками восточной части рудного поля. Далее к северу песчаники перекрываются породами верхнего вулканогенного горизонта шихтахтской свиты, а еще далее, после выклинивания этой свиты, на песчаниках залегают более молодые отложения свиты пироксеновых порфиритов. Такие соотношения могут быть объяснены, по-видимому, только тем, что шихтахтская свита и свита песчаников являются, в общем, одновозрастными. Правда, нужно полагать, что нижние горизонты шихтахтской свиты начали отлагаться еще до начала формирования свиты песчаников, а верхний вулканогенный горизонт шихтахтской свиты отлагался в значительной мере после отложения песчаников. Развитие такого сложного осадочно-вулканогенного комплекса, каким является шихтахтская свита, только на сравнительно небольшом участке, очевидно, является следствием того, что здесь в байос-батское время существовал вулкан островного типа, который иногда покрывался полностью или почти полностью морем. Об этом говорит преобладание грубообломочных разностей пирокластических пород в составе шихтахтской свиты и их переслаивание с туфогенно-осадочными образованиями.

Шихтахтская свита в пределах Алавердского рудного поля и свита песчаников к северу от него с некоторым несогласием перекрываются толщей эффузивных и пирокластических пород, содержащих прослой туффитов, и названной нами свитой пироксеновых порфиритов. К северу эта свита постепенно уменьшается в мощности и выклинивается в районе Учклисинского баритового месторождения, а затем снова появляется к востоку от Шамлуга, в урочище Сангяр, откуда протягивается к востоку до селения Мец-Айрум.

В соответствии со стратиграфической схемой А. Т. Асланяна нижний горизонт свиты пироксеновых порфиритов датируется тоаром, а средний и верхний горизонты относятся к средней юре.

Естественно, всю эту свиту необходимо относить к средней юре, так как она подстилается шихтахтской свитой и толщей песчаников байос-бата и перекрывается полимиктовыми и туфогенными песчаниками с обильными остатками фауны и

флоры батского возраста. Эти песчаники выходят в районе Алавердского месторождения на г. Дарк, в нижних частях склонов г. Лалвар и на вершине хребта Шахтакт и протягиваются отсюда к северо-востоку, где, после выклинивания свиты пироксеновых порфиров, непосредственно ложатся на песчаники байос-бата, образуя с ними единую толщу. К востоку от Шамлугского месторождения эта единая толща песчаников байос-бата снова разделяется на две пачки выходящими здесь породами свиты пироксеновых порфиров.

Песчаники с фауной батского возраста несогласно перекрываются толщей яркозовых и полимиктовых песчаников келловей, которые, в свою очередь, перекрыты мощной толщей вулканогенных пород среднего и основного состава, венчающих разрез верхней юры. Эта толща, возраст которой большинством исследователей датируется оксфордом—киммериджем, развита на склонах г. Лалвар и в северо-восточной части района, к востоку от Верхней Ахталы. Отложения нижнего мела на территории Алавердского района, да и почти всей Сомхето-Кировабадской зоны, отсутствуют. Этот факт имеет большое значение, так как свидетельствует о том, что нижний мел был эпохой поднятия страны, испытавшей до этого складкообразовательные движения. Верхнемеловые отложения на территории района также отсутствуют. Они накапливались лишь севернее, в пределах Грузии, и южнее, в Присеванском районе.

В Алавердском же районе на склонах г. Лалвар непосредственно на верхнеюрской вулканогенной толще со значительным угловым несогласием залегают породы палеогенового возраста с базальным конгломератом в основании. Эти базальные конгломераты местами выклиниваются, имея максимальную мощность до 60 м. Выше конгломератов развита толща туфогенных песчаников, туффитов и туфов дацитового и более кислого состава, которая перекрывается мощной толщей лабрадоровых порфиров, их туфов и вулканических брекчий, слагающих верхнюю часть склонов г. Лалвар вплоть до ее вершины. Фауна нуммулитов, находимая в туфогенных песчаниках, датирует возраст палеогеновой толщи лютетским ярусом. После среднего эоцена снова наступил значительный перерыв в отложении пород, который прервало накопление лишь в

четвертичное время рыхлых делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений и потоков базальтовых лав.

Широко развиты в районе проявления интрузивной магматической деятельности в виде интрузивных массивов и даек жильных пород различного состава. Более крупные интрузии имеют почти исключительно кислый и средний состав и представлены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. В центре площади между Алавердским, Шамлугским и Ахталским месторождениями выходит сложенный преимущественно кварцевыми диоритами Ахпатский интрузив, к северо-востоку от Ахталского месторождения расположен довольно крупный Кохбский интрузив, также сложенный преимущественно кварцевыми диоритами. На левобережье р. Дебед продолжением Кохбского массива является Чочканский интрузив, имеющий примерно такой же состав, как и Кохбский интрузив.

К северу от Шамлуга расположена Банушчайская интрузия, главными и наиболее распространенными породами которой являются граниты и гранодиориты. Нужно заметить, что и в составе этой интрузии, так же как и в составе отмеченных выше массивов, наблюдается ряд других разновидностей пород. На основании ряда данных можно говорить о том, что кварцевые диориты и диориты, слагающие Кохбский, Чочканский и Ахпатский интрузивы, внедрились в мезозойское, по видимому нижнемеловое, время. Граниты и гранодиориты Банушчайской интрузии внедрились в верхнеэоценовое время. Не исключается однако возможность того, что в составе Банушчайского интрузива, наряду с преобладающими породами верхнеэоценового возраста, присутствуют более древние—нижнемеловые интрузивные образования. Таким образом, наблюдалось два этапа интрузивной магматической деятельности, отделенных друг от друга значительным промежутком времени.

Кроме интрузий гранодиоритов, встречаются в пределах района интрузии пород основного состава. Они имеют небольшое распространение и представлены мелкими дайкообразными телами оливиновых габбро, имеющих, по видимому, послесреднеэоценовый возраст.

Широким развитием в районе пользуются дайки и пластовые интрузии жильных пород, распределенные неравномерно

и в отдельных участках занимающие до 30—40% пространства. Среди жильных пород преобладают дайки основного и среднего состава; кислые породы хотя и встречаются в виде даек, но значительно реже. Чаще породы кислого состава образуют пластовые интрузии, особенно в тех случаях, когда они внедряются в толщи слоистых вулканогенно-осадочных пород. По возрасту и по происхождению жильные и гипабиссальные породы не образуют единого комплекса. Наоборот, они представляют комплексы различных пород, иногда не имеющих между собой никакой связи, кроме пространственной. Петрографические исследования и наблюдения в поле и в горных выработках показывают, что среди жильных пород по их генетической связи с определенными магматическими комплексами можно выделить, по крайней мере, три группы.

Весьма обширная группа жильных пород, таких как жильные андезитовые порфириты, жильные дацитовые порфириты, жильные кератофиры и кварцевые кератофиры—генетически связана с эффузивной магматической деятельностью, протекавшей преимущественно в юрское время. Жильные отщепления эффузивных магматических очагов верхнемелового и палеогенового возраста вряд ли могли проявиться среди развитых в пределах рудных полей среднеюрских отложений. Две другие группы жильных пород, по-видимому, генетически связаны с интрузивной магматической деятельностью, протекавшей, как указывалось, в два этапа—в предверхнемеловое и в послесреднеэоценовое время. Соответственно можно выделить группу жильных пород, связанных с мезозойским циклом интрузивной деятельности, и группу жильных пород, относящихся к палеогеновому циклу интрузивной магматической деятельности. Среди тех и других преобладают жильные породы основного состава—габбро-диабазы и габбро-порфириты. Кроме них, достаточно широко развиты диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, микроплагиограниты и другие породы среднего и кислого состава.

Распределение тел интрузивных и жильных пород, их формы и, что особенно важно, закономерности распространения и морфогенезиса оруденения в значительной, а иногда в решающей степени зависят от тектонических особенностей района. Ниже мы подробно остановимся на характеристике структуры

отдельных рудных полей, месторождений и района в целом. Здесь же ограничимся лишь кратким изложением сведений об основных чертах тектоники района.

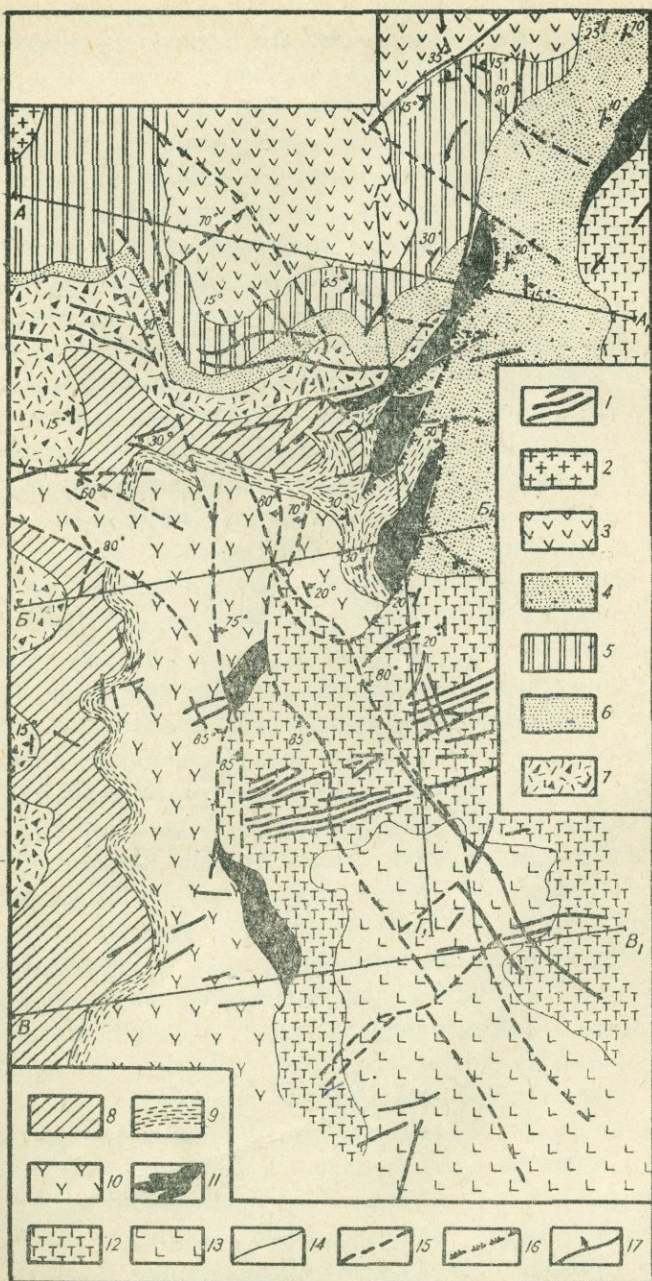
Район входит в состав Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны, или, по А. Т. Асланяну, Алавердской мегаантиклинальной структурно-фациальной зоны. Сомхето-Кировабадская геотектоническая зона протягивается в северо-западном направлении от границ с Иранским Карадагом на юго-востоке до Ахалцхского плато на северо-западе, где сложенные мезозойскими породами структуры уходят под мощные покровы молодых лав. К. Н. Паффенгольц (43), а вслед за ним и некоторые другие исследователи считают, что в пределах Алавердского района складчатые структуры имеют северо-западное простирание, согласное, в общем, с простиранием Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны в целом. По мнению К. Н. Паффенгольца, юрские отложения Алавердского района слагают вытянутую в северо-западном направлении Алавердскую антиклинальную складку, на северном крыле которой выходят меловые отложения, а на южном крыле юра перекрывается отложениями палеогена. Однако представлению о существовании Алавердской антиклинали северо-западного простирания противоречат наблюдаемые в районе факты и, прежде всего, отчетливо прослеживающееся постепенное изменение простирания толщ от северо-западного в южной части Алавердского рудного поля к меридиональному в центральной его части. Севернее простирание меняется на северо-восточное, а на Шамлуге толщи приобретают широтное простирание. Восточнее, между Шамлугом и Ахталой, снова наблюдается северо-западное простирание. Главное направление падения меняется соответственно с ЮЗ на З-СЗ—С-СВ. Таким образом, на основании элементов залегания можно говорить о наличии брахиантиклинальной складки, названной в свое время Дебедачайской складкой. Ось складки имеет северо-восточное простирание, будучи косо ориентированной по отношению к оси Сомхето-Кировабадской зоны. Если учесть, что в других частях этой геотектонической зоны развиты такие же косо ориентированные по отношению к оси зоны складки, то выделение А. Т. Асланяном пояса Антикавказа является вполне оправданным.

В ядре Дебедачайской складки выходят породы дебедачайской и кошабертской свит, а на ее юго-западном, западном и северном крыльях — породы рудоносного горизонта, свиты песчаников байос-бата и породы верхней юры. Дебедачайское поднятие на крыльях, а иногда и в сводовой части, осложнено более мелкими складками. Широким развитием в районе пользуются разрывные нарушения, сопровождающиеся системами оперяющих трещин. Хотя все разрывные нарушения обладают небольшими размерами, они сыграли большую роль в распределении проявлений магматической и послемагматической деятельности. В целом, однако, распределение послемагматических месторождений в районе и их особенности определяются всей совокупностью геологических факторов, включая стратиграфо-литологические, структурные и магматогенные факторы. Прежде чем перейти к подробному рассмотрению этих факторов, мы дадим краткую характеристику главных месторождений района.

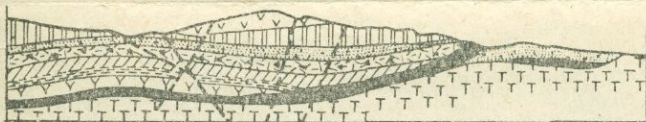
Алавердское медное месторождение до начала Отечественной войны являлось главным источником медных руд в районе, но с 1944 г. разработка его прекращена. Месторождение было открыто в середине XVIII века и в течение более чем ста лет разрабатывалось кустарным способом. В 80-х годах прошлого века Алавердское месторождение, так же как и многие другие месторождения Северной Армении, было передано в концессию французской акционерной компании, эксплуатировавшей месторождение до 1917 г. Концессионеры развернули работы в широком масштабе, выбирая богатые медные руды. В различных местах проводились также поисково-разведочные работы при помощи штолен. Однако они велись бессистемно, без серьезного геологического обоснования. С 1925 г. снова были начаты эксплуатационные работы, особенно возросшие после 1936 г., когда был построен новый медеплавильный завод в г. Алаверди. К сожалению, эти эксплуатационные работы также не сопровождались широко поставленными разведочными и поисковыми работами и к моменту прекращения разработки в 1944 г. месторождение не имело детальной геологической карты. Однако геологическое строение района и месторождения изучалось еще с середины XIX века. Наиболее интересными работами дореволюционного времени были

работы Г. Абиха (3), посвященные геологии всей Армении и, в том числе, Алавердского района, и работа Н. А. Морозова (42), в которой достаточно детально описывались породы и руды Алавердского месторождения. После восстановления рудника, в конце 20-х и в 30-х годах Алавердское месторождение изучалось рядом геологов. Особенно интересные и важные исследования были проведены В. Г. Грушевым (16, 17, 18). В конце Отечественной войны и в послевоенные годы месторождение изучалось сотрудниками Института геологических наук АН Армянской ССР, Московского геолого-разведочного института, Всесоюзного института минерального сырья, Воронежского государственного университета и других организаций. С момента прекращения эксплуатации месторождения, в 1944 г. и по настоящее время с перерывами на месторождении производятся в небольшом объеме разведочные работы. В 1956 г. начата проходка капитальной штольни для вскрытия нижних горизонтов месторождения и одновременно усилен размах разведочных работ, что уже дало интересные результаты.

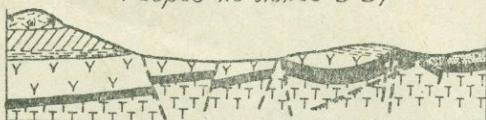
По характеру геологического строения и особенностям ору-
днения площадь месторождения является неоднородной и скорее может рассматриваться как рудное поле, состоящее из нескольких месторождений близкого генезиса, но находящихся в несколько различной геологической обстановке. Алавердское рудное поле находится на западном крыле Дебедачайского брахиантиклинального поднятия, чем определяется близмеридиональное простираание пород в его пределах. В разрезе рудного поля участвуют породы дебедачайской и кошабертской свит, рудоносного горизонта, свиты песчаников, шихтахтской свиты и свиты пироксеновых порфириров. Широко развиты жильные породы различного состава и происхождения, особенно распространенные в южной части рудного поля, где в отдельных участках они занимают до 40% пространства. В структурном отношении рудное поле характеризуется сочетанием складчатых форм и разрывных нарушений, осложняющих крыло Дебедачайской брахиантиклинали. Наиболее важным является сложное разрывное нарушение типа надвига, прослеживающееся в центральной части месторождения на протяжении около 2 км. По этому разрывному нарушению породы рудоносного горизонта и шихтахтской свиты надвину-



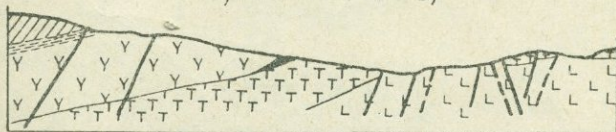
Разрез по линии А-А₁



Разрез по линии Б-Б₁



Разрез по линии В-В₁



Разрез по линии Г-Г₁

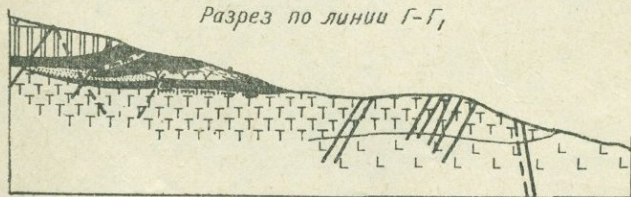


Рис. 3. Геологическая карта Алавердского рудного поля.
(Составил П. Ф. Сопко).

1) Дайки пород основного, среднего и кислого состава; 2) плагиогранит-порфиры; 3) свита пироксеновых порфиритов; 4) нижняя (алавердская) свита песчаников. Шихтахтская свита; 5) верхний вулканогенный горизонт; 6) горизонт плотных и зернистых туфогенных песчаников; 7) горизонт вулканических брекчий и туфов андезитовых и дацитовых порфиритов; 8) горизонт мандельштейновых андезитовых порфиритов; 9) горизонт слоистых туфогенных пород; 10) нижний вулканогенный горизонт; 11) рудоносная свита; 12) стратиграфические контакты; 13) взбросы, сдвиги, сбросы; 14) стратиграфические контакты; 15) взбросы, сдвиги, сбросы; 16) надвиги (штриховка в сторону лежащего крыла); 17) падение слоев и разрывных нарушений.

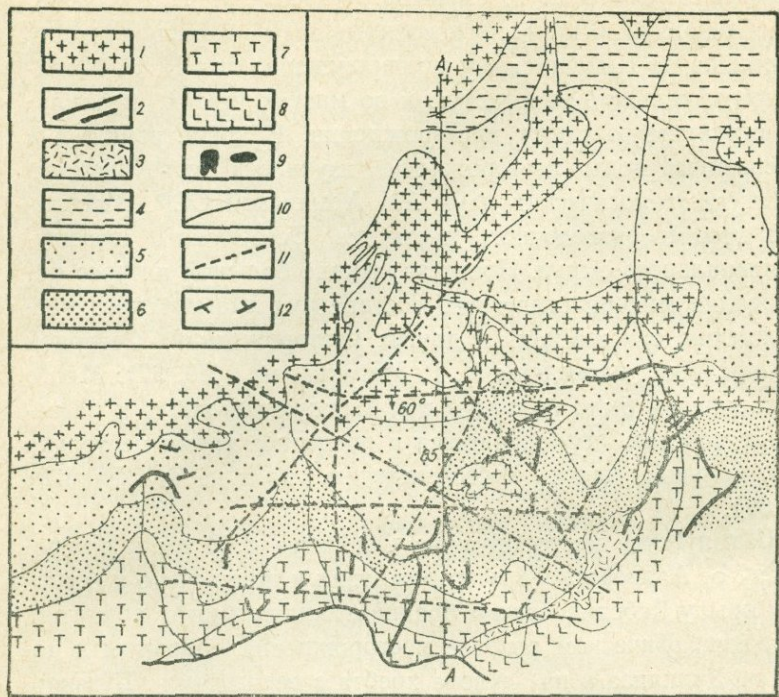
ты к востоку на песчаники байос-бата (рис. 3). Вдоль надвига в центральной части рудного поля отложения рудоносного горизонта весьма интенсивно изменены гидротермальными процессами и превращены в кварцево-серицитовые породы. В этих гидротермально измененных породах рудоносного горизонта и находились основные рудные тела Алавердского месторождения. Тела массивных руд еще издавна на месторождении получили название штоков, хотя формы их скорее были пластообразными, линзообразными и жилкообразными. Всего было встречено несколько десятков таких тел; большинство из них полностью отработано. Размеры рудных тел измерялись десятками метров в длину по простиранию и падению и мощностью в несколько метров. По составу большая часть рудных тел относилась к медноколчеданным, будучи сложена пиритом, халькопиритом, сфалеритом и другими значительно более редкими сульфидами. Среди нерудных минералов развиты кварц, кальцит, барит, гипс, серицит, хлорит. Встречались также штоки, сложенные почти исключительно пиритом с тем или иным количеством нерудных минералов. Третья группа штоков, приуроченных к верхним горизонтам месторождения, имела свинцово-цинковый состав. Главными рудными минералами в этих рудных телах являлись сфалерит и галенит; пирит и халькопирит встречались в подчиненном количестве. Массивные руды сопровождалась ореолом вкрапленных руд, обычно постепенно убывавшим по направлению от рудного тела. В южной части рудного поля, по правому склону долины р. Лалвар, также наблюдаются гидротермально измененные породы рудоносного горизонта, но промышленного оруденения в них до последнего времени встречено не было. В нижних горизонтах месторождения, в зонах разрывных нарушений, интенсивным гидротермальным изменениям подвергались и подстилающие рудоносный горизонт породы кошабертской свиты. В них содержались жильные и прожилково-вкрапленные руды промышленного значения. В южной части рудного поля, в русле р. Лалвар и в нижних частях склонов ее долины, достаточно интенсивные изменения наблюдаются и в породах дебедачайской свиты, подвергавшихся в процессе гидротермальной переработки, наряду с окварцеванием, хлоритизации и эпидотизации. В гидротермально измененных породах дебедачай-

ской свиты также наблюдается вкрапленность сульфидов, главным образом пирита. Встречаются также кварцево-халькопиритовые жилы, но промышленного оруденения в южной части рудного поля обнаружено не было. На правом склоне долины р. Лалвар интенсивные гидротермальные изменения наблюдаются в породах рудоносного горизонта и кошабертской свиты; такие же измененные породы выходят и в районе Айпетшен. С точки зрения рудоносности они изучены слабо. Столь же слабо изучена и рудоносность широкораспространенных выходов гидротермально измененных пород кошабертской свиты в восточной части Алавердского рудного поля в урочищах Нижний и Верхний Кошаберт, где широко развиты жильные породы кислого состава. В западной части рудного поля в междуречье рр. Лалвар и Жанг и в урочище Жанг гидротермальные изменения наблюдаются и в породах шихтахтской свиты. В таких гидротермально измененных породах присутствует вкрапленность пирита, а в последнее время вскрыты скопления медноколчеданных руд. В северной части рудного поля, по направлению к Шамлугу, гидротермально измененные породы рудоносного горизонта погружаются под более молодые отложения и прослеживаются лишь при помощи буровых скважин, вскрывших в них скопления пирита и проявления медного оруденения. Однако и эта часть рудного поля недостаточно изучена.

Шамлугское медное месторождение было обнаружено несколько позже Алавердского месторождения и, так же как и последнее, до 80-х годов XIX века разрабатывалось кустарным способом, а затем стало эксплуатироваться французскими концессионерами. Во время Великой Отечественной войны, после прекращения разработки Алавердского месторождения, Шамлугское месторождение осталось единственным и довольно крупным источником медных руд в Алавердском районе. В настоящее время эксплуатационные работы ведутся на семи горизонтах; на флангах месторождения проводятся разведочные и поисковые работы. До Октябрьской революции наиболее интересные геологические исследования были проведены О. Т. Карапетяном, указавшим на приуроченность оруденения к определенному горизонту, названному им «шамлугитовым». После Октябрьской революции за работами О. Т. Карапетяна

последовали работы В. Г. Грушевого (16,18), М. П. Русакова, О. С. Степаняна (41). В послевоенные годы хорошую сводку материалов по Шамлугскому месторождению дал Н. Я. Монахов, предложивший интересную и во многих чертах правильную структурную схему месторождения. В конце войны и в послевоенные годы месторождение изучалось сотрудниками Института геологических наук АН Армянской ССР, Московского геолого-разведочного института, Всесоюзного института минерального сырья. Представляющие большой интерес исследования минералогического состава руд Шамлугского месторождения, так же как и других месторождений Северной Армении, были проведены И. Г. Магакьяном (36, 37). Много новых данных было получено при эксплуатационных и разведочных работах, проводившихся в последнее время не только в центральной части месторождения, но и на его флангах (51, 56).

Шамлугское месторождение находится в 10 км к северо-востоку от Алавердского месторождения и приурочено к северному крылу Дебедачайского брахиантиклинального поднятия. В стратиграфическом разрезе месторождения, вскрытом в долине р. Учкилиса и на склоне хребта с вершинами Бугаляр, Гедак-Бурун и Кечал-Конд, участвуют породы дебедачайской и кошабертской свит, рудоносного горизонта, песчаники байос-бата и песчаники келловей (рис. 4). Все они находятся в нормальных соотношениях между собой и различные толщи отделены друг от друга достаточно четкими контактами, за исключением песчаников байос-бата и келловей. Последние здесь непосредственно налегают на толщу песчаников байос-бата, так как между Алавердским и Шамлугским месторождениями верхний горизонт шихтахтской свиты, а также свита пироксеновых порфиринов выклиниваются. В отличие от Алавердского месторождения на Шамлугском месторождении дайки жильных пород, в общем, встречаются в небольшом количестве, если не считать нижних горизонтов и правобережья р. Учкилиса, или так называемого Бендикского месторождения, где дайки жильных пород получили довольно широкое развитие. В верхних же горизонтах Шамлугского месторождения исключительно широко распространены пластовые интрузии гипабиссальных пород кислого состава—микроплагиогранитов,



Разрез по линии А-А₁



Рис. 4. Схематическая геолого-структурная карта Шамлугского месторождения.

(Составили по материалам рудника и ГРП П. Ф. Сопко и И. Н. Быков)

- 1) пластовые интрузии комплекса («альбитофиров»); 2) дайки жильных пород; 3) субвулканические кератофилы и кварцевые кератофилы; 4) свита песчаников келловея; 5) свита песчаников байос-бата; 6) рудоносная свита; 7) кошабертская свита; 8) дебедачайская свита; 9) рудные тела; 10) стратиграфические контакты; 11) разрывные нарушения; 12) падение слоев и разрывных нарушений.

плагиигранит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров; часто породы альбитизированы. На месторождении они получили название «альбитофиров». Поскольку этот термин достаточно прочно укоренился, по-видимому его целесообразно сохранить, но взяв его в кавычки и понимая под ним сложный комплекс различных пород кислого состава. К этому комплексу нельзя относить только гранодиорит-порфириты, встречающиеся на Шамлуге в небольшом количестве, поскольку они и по возрасту являются более молодыми, чем «альбитофиров».

Приуроченность Шамлугского месторождения к северному крылу Дебедачайской брахиантиклинали обуславливает преимущественное падение пород в северные румбы под углами от 5 до 30°. При этом наблюдается постепенное изменение азимутов падения от северо-западных в западной части месторождения к северным в центральной и северо-восточным в восточной части месторождения. Наблюдаются падения и других направлений. Однако они не носят закономерного характера и обычно не отвечают каким-либо определенным складчатым структурам высшего порядка, которые, по мнению некоторых геологов, развиты на месторождении. Часто отклонения азимутов падения от обычных обусловлены внедрением интрузий «альбитофиров» или влиянием разрывных нарушений. Последние в пределах Шамлугского месторождения и его рудного поля развиты достаточно широко, но носят местный характер и отличаются весьма небольшими амплитудами смещения. Однако эти разрывные нарушения и связанная с ними трещиноватость сыграли и на Шамлугском месторождении очень большую роль в развитии процессов магматической деятельности, в циркуляции гидротермальных растворов и в рудоотложении.

Гидротермальные изменения на месторождении проявились, как указывалось, в наибольшей степени в породах рудоносного горизонта—в кератофирах и кварцевых кератофирах, их туфах и вулканических брекчиях. Несколько менее интенсивные изменения наблюдаются в породах кошабертской свиты, преимущественно вдоль разрывных нарушений. Вдоль этих же или подобных разрывных нарушений гидротермальные изменения наблюдаются и в породах дебедачайской свиты.

Наиболее крупные рудные тела были приурочены к гидротермально измененным породам верхней части рудоносного

горизонта. Они залегали непосредственно под толщей песчаников или, чаще, под нижними поверхностями пластовых интрузий «альбитофиров», обладая пластообразной формой. Значительная часть промышленных рудных тел жиллообразной формы, разрабатывающихся и ныне, приурочена к нижним частям рудоносного горизонта, а также к породам кошабертской свиты. В породах дебедачайской свиты известны лишь «хвосты» рудных тел, залегающих в более высоких горизонтах, или непромышленные рудопроявления.

Всего на месторождении до настоящего времени было выявлено около 60 промышленных рудных тел. Они обладали примерно теми же размерами, что и рудные тела на Алавердском месторождении. Пластообразные тела обладали пологим залеганием, обычно более пологим, чем на Алавердском месторождении. Жилообразные тела являются, как правило, крутопадающими. По вещественному составу рудные тела Шамлугского месторождения, так же как и рудные тела Алавердского месторождения, делятся на три группы: на медноколчеданные, полиметаллические и серноколчеданные. Минералогический состав руд такой же, какой и на Алавердском месторождении и является, в общем, достаточно простым. Текстура руд чаще всего или массивная, или вкрапленная; наблюдаются также брекчиевидная, полосчатая и, изредка, колломорфная текстуры. Массивные руды обычно окаймляются полосами вкрапленных руд, а последние сменяются содержащими вкрапленность сульфидов гидротермально измененными породами. В то же время контакты между массивными рудами, с одной стороны, и вкрапленными рудами, с другой стороны, обычно являются резкими. В некоторых случаях наблюдаются непосредственные переходы от залегающих в верхних частях рудоносного горизонта пластообразных рудных тел—штоков—к жиллообразным телам, развитым на нижних горизонтах. Наиболее интенсивные гидротермальные изменения, с которыми связаны и промышленные рудные тела, наблюдаются на площади около 1,5 км². На западе эта площадь ограничивается примерно водоразделом ручьев Шамлуг-чай и Бугакяр-чай, на востоке—водоразделом ручьев Хараба-чай и Охнац-булах. На севере гидротермально измененные породы ограничиваются мощной интрузией «альбитофиров» водораздельного хребта.

Однако, кроме площади собственно Шамлугского месторождения, гидротермальные изменения и рудопроявления наблюдаются и в прилегающих участках, что позволяет говорить о существовании Шамлугского рудного поля. На некоторых из этих участков проводились в том или ином объеме разведочные работы; другие участки такими работами совершенно не освещены. К востоку от Шамлугского месторождения гидротермальные изменения и рудопроявления известны в породах дебедачайской и кошабертской свит в долине Охнац-булах, в ущелье Магара-дараси, в урочище Тохмах-Кала и в других местах. В породах рудоносного горизонта восточнее Шамлуга гидротермальные изменения и проявления медного оруденения наблюдаются в урочище Сангяр. Ряд зон гидротермального изменения и связанных с ними жилообразных рудных тел в породах дебедачайской и кошабертской свит наблюдается на Бендикском месторождении, расположенном к югу от Шамлуга, на правом берегу р. Учкилиса, а также западнее—в урочищах Мазлум и Бурнакан.

Третье крупное месторождение Алавердского рудоносного района—Ахталское—расположено в 5 км к востоку от Шамлугского месторождения. Оно находится в ущелье Назик-су, левого притока р. Учкилиса, около древнего Ахталского монастыря, на высоте около 700 м над уровнем моря, то есть примерно на 400—500 м ниже Шамлугского месторождения. Ахталское месторождение начало разрабатываться с целью извлечения серебра очень давно; первые сведения о его разработке относятся к XII веку. После долгого перерыва, в XVIII веке, возобновилась кустарная разработка месторождения, продолжавшаяся до 80-х годов XIX века, когда Ахталское месторождение перешло в руки французского акционерного общества. Французы извлекали из руд Ахталского месторождения только медь и попутно при плавке получали серебро и золото. После Октябрьской революции, в довоенные годы, также извлекалась медь, в сравнительно небольшом количестве. Перед Великой Отечественной войной рудник был законсервирован. Во время войны началась разработка баритовых руд, продолжавшаяся до 1952 г. В 1951 г. начали разведываться и разрабатываться свинцово-цинковые руды. Разработка этих руд, на-

ряду с разработкой баритовых руд и извлечением ряда других компонентов, продолжается и в настоящее время.

Изучалось Ахталское месторождение до Октябрьской революции очень бегло отдельными французскими и русскими геологами. После Октябрьской революции началось более тщательное и систематическое изучение геологического строения района и в том числе Ахталского месторождения. Оно связано с именами В. Г. Грушевого (16, 18), О. С. Степаняна (41, 52), И. Г. Магакьяна (36, 37). В последние годы геологическое изучение месторождения проводилось С. В. Казаряном и М. Л. Лачиняном, непосредственно руководившими разведочными работами и геологическим обслуживанием эксплуатационных работ. В целом однако в геологическом отношении месторождение изучено недостаточно.

Как указывалось, Ахталское месторождение приурочено к толще пород кислого состава—так называемых «кварцевых порфирах», выходящей в ущельях Назик-су и частично р. Уч-килиса в районе Ахталского монастыря. Породы этой толщи здесь весьма интенсивно изменены гидротермальными процессами, но даже и в таких гидротермально измененных породах иногда наблюдаются, как отмечалось выше, реликты туфового строения. Площадь выхода «кварцевых порфирах» на месторождении составляет около 0,4 км². Другой выход «кварцевых порфирах» встречен Б. С. Вартапетяном в процессе геологической съемки в 1955 г. на правом берегу р. Дебед в 3 км юго-восточнее месторождения. Здесь породы почти не затронуты гидротермальными изменениями.

Толща «кварцевых порфирах» перекрывается вулканогенными породами среднего и основного состава дебедачайской свиты, которые, в свою очередь, перекрыты породами кошабертской свиты; последние сменяются породами рудоносного горизонта, имеющими здесь преимущественно дацитовый состав. Выше лежит толща песчаников, перекрытая свитой пироксеновых порфиритов, на которой, в свою очередь, залегают песчаники бата, а затем келловей. Весь этот разрез вскрывается в ущелье Назик-су от месторождения по направлению к Верхней Ахтале (рис. 5). На месторождении встречаются также дайки жильных пород, правда, в сравнительно

небольшом количестве. Жильные породы здесь представлены, по М. Л. Лачиняну, порфиритами и фельзит-порфирами.

Структурное положение Ахтальского месторождения определяется его нахождением на северо-восточном крыле Дебедачайской брахиантиклинальной складки. В связи с этим породы обладают падением на северо-восток под углами от 5 до 40°. По данным М. Л. Лачиняна «кварцевые порфиры» слагают ядро небольшой антиклинальной складки с осью северо-западного простираения. Достаточно широким развитием на месторождении пользуются разрывные нарушения; наиболее отчетливо выражены разрывные нарушения близкого к меридиональному и северо-западного простираения. Самым крупным из этих разрывных нарушений является проходящий в центральной части месторождения сброс, особенно хорошо заметный в устье штольни № 7.

Всего на месторождении было известно несколько десятков сравнительно мелких рудных тел, нередко смыкавшихся друг с другом. Вследствие этого в настоящее время оставшиеся невыбранными или вновь обнаруженные тела правильно объединены в два довольно крупных рудных тела — линзу № 10 и линзу № 11. Правда, в действительности эти тела являются не линзами, а неправильными пластообразными залежами. Эти залежи приурочены к контакту гидротермально измененных пород толщи «кварцевых порфиров» с породами дебедачайской свиты, или, как ее называют на месторождении, покровной толщи. Размеры залежей измеряются первыми сотнями метров по падению и простираению. Мощность залежей измеряется метрами, иногда достигая 10—15 м. Падение рудных тел близко к падению контакта и направлено на северо-восток под углами от 5 до 30°. Рудные тела сложены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом. В резко подчиненном количестве встречаются теннантит, аргентит, станнин и другие сульфиды и сульфосоли. Среди нерудных минералов резко преобладает барит, иногда образующий мономинеральные скопления. В подчиненном количестве наблюдаются кварц, карбонаты, серицит. Текстура руд обычно является массивной, иногда полосчатой; довольно часто наблюдаются также колломорфные текстуры.

В распределении различных минералов в рудных телах наблюдаются достаточно отчетливые закономерности. Они выражаются в том, что всякий бок рудных залежей, непосредственно на контакте с вулканогенными породами дебедачайской свиты, сложен массивным баритом, обычно окрашенным в красный цвет тонкодисперсированными окислами железа. Книзу красный барит иногда сменяется массивным серым баритом, так же как и первый, почти не содержащим сульфидов, иногда же сменяется массивной полиметаллической рудой, представляющей тонкую смесь галенита, сфалерита, халькопирита и пирита. Под массивными рудами залегают вкрапленные руды, которые постепенно сменяются гидротермально измененными породами, содержащими лишь непромышленную вкрапленность сульфидов. Иногда в толще гидротермально измененных пород, несколько десятков метров ниже контакта, встречаются самостоятельные тела прожилково-вкрапленных руд. Тесная приуроченность полиметаллических руд к контакту толщ «кварцевых порфиров» с эффузивными и пирокластическими породами дабедачайской свиты является в настоящее время важнейшим фактором для направления разведочных работ. Эти работы идут сейчас на флангах месторождения.

Кроме трех главных месторождений Алавердского района—Алавердского, Шамлугского и Ахтальского, необходимо вкратце остановиться на Учкилисинском баритовом месторождении, расположенном в верхнем течении р. Учкилиса, между Алавердским и Шамлугским месторождениями, примерно в 4 км от последнего. Месторождение обнаружено еще до революции, но более или менее систематическое изучение его предпринято в 1936 г., когда поставлены разведочные, а затем и эксплуатационные работы. Разработка месторожде-

фиритов; 5) нижняя (алавердская) свита песчаников; 6) горизонт дацитовых порфиритов, их лавовых и вулканических брекчий с прослоями туфов; 7) горизонт туфов и туффитов с прослоями туфогенных песчаников; 8) кошабертская свита; 9) дебедачайская свита; 10) ахтальские «кварцевые порфиры», в значительной степени гидротермально измененные; 11) плагиогранит-порфиры; 12) габбро-диабазы; 13) субвулканические дацитовые порфириты; 14) жильные андезитовые порфириты; 15) гидротермально измененные породы по андезитовым порфиритам и их пирокластическим аналогам; 16) разрывные нарушения; 17) падение слоев.

ния продолжалась до 1952 г. Месторождение приурочено к толще песчаников, имеющей здесь северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Толща прорвана рядом крутопадающих даек жильных пород кислого состава, имеющих северо-восточное простирание. К зальбандам даек приурочены сложные по форме ветвящиеся жилы барита. Кроме барита, иногда присутствуют кварц и кальцит. Сульфиды почти отсутствуют; в зальбандах же отмечается лишь вкрапленность пирита. Гидротермальных изменений во вмещающих породах почти совершенно не наблюдается. Горные выработки на месторождении не выходили из песчаников; пробуренные скважины, за исключением одной, также не выходили из песчаников. Глубокой скважиной под песчаниками вскрыты гидротермально измененные вулканогенные породы, содержащие вкрапленность пирита.

Баритовые жилы встречаются также в пределах Алавердского рудного поля и на восточном и южном склонах г. Кызылташ.

После краткой характеристики развитых в Алавердском районе месторождений можно перейти к более подробному рассмотрению закономерностей распространения колчеданного оруденения в его пределах и влияния этих закономерностей на направление поисковых и разведочных работ.

II. Стратиграфо-литологический контроль колчеданного оруденения в Алавердском районе

Анализ всех геологических материалов, накопленных при изучении месторождений Алавердского района, показывает, что в пространственном распределении оруденения исключительно большую роль играют стратиграфо-литологические факторы. Стратиграфо-литологический контроль настолько характерен для месторождений колчеданного типа, что многие исследователи, как известно, связывают образование колчеданного оруденения непосредственно с формированием самих рудовмещающих комплексов, сложенных, как правило, вулканогенными породами кислого альбитофирового или кератофирового состава. Такие взгляды впервые были высказаны А. Н. Заварицким (20) при изучении колчеданных месторождений Урала и сейчас поддерживаются рядом уральских геологов. Они же нашли поддержку у некоторых геологов, изучавших алтайские полиметаллические месторождения, а также колчеданные месторождения Кавказа и Закавказья. Особенно убежденным сторонником эффузивной гипотезы образования колчеданных месторождений Закавказья является в последнее время М. А. Кашкай (24), который говорит о прямой генетической связи некоторых месторождений (Чирагидзор, Кедабек) с рудовмещающими кислыми эффузивами, а другие связывает с субвулканическими аналогами этих эффузивов. Рассматривая геологические особенности месторождений Алавердского рудоносного района и закономерности их распределения,

нужно иметь в виду применимость этой и других гипотез о генезисе колчеданного оруденения для объяснения природных явлений.

Как видно из вышеизложенного, в размещении колчеданых руд в стратиграфическом разрезе Алавердского района наблюдаются достаточно определенные закономерности. Статистические данные со всей очевидностью свидетельствуют о том, что главная масса медных и полиметаллических рудных тел приурочена к толщам кислых вулканогенных пород, то есть к толще ахтальских «кварцевых порфиров», с одной стороны, и к рудоносному горизонту байоса—с другой. Кроме этого, промышленные рудные тела халькопирито-пиритового состава наблюдаются в значительном количестве среди пород кошабертской свиты.

Особенно отчетливо приуроченность промышленных рудных тел полиметаллического состава к толще кислых вулканогенных пород видна на Ахтальском месторождении. Здесь главная масса баритового, свинцово-цинкового и полиметаллического оруденения локализована в узкой зоне контакта толщи «кварцевых порфиров» и перекрывающих ее вулканогенных пород среднего и основного состава, относящихся к дебедачайской свите. Заслуживает внимания и то обстоятельство, что этот контакт обычно является неровным даже в тех участках, где отсутствуют какие-либо секущие разрывные нарушения. Появление неровностей в контакте кварцевых порфиров и вулканогенных пород среднего и основного состава, тем не менее, нельзя расценивать как доказательство размыва после отложения толщи «кварцевых порфиров». Эти неровности в рельефе поверхности толщи «кварцевых порфиров», в виде небольших впадин и таких же небольших куполов, кстати сказать не оказывающих непосредственного влияния на локализацию рудных тел, вероятно объясняются тем, что после формирования толщи кислых вулканогенных пород, завершавших определенную фазу вулканической деятельности, наблюдался некоторый перерыв, да и сама поверхность потоков кислых лав и накоплений пирокластических продуктов была неровной. Это обуславливалось большой вязкостью кислых лав.

Говоря о достаточно строгой приуроченности рудных тел Ахталского месторождения к контакту «кварцевых порфиров» с покровной толщей, нужно иметь в виду, что это касается лишь барито-полиметаллических руд. Ниже, в самой толще «кварцевых порфиров», как отмечалось в предыдущей главе, встречаются тела бедных прожилково-вкрапленных руд. Однако внутреннее строение толщи «кварцевых порфиров» изучено плохо, так как подавляющее большинство скважин, пробуренных до настоящего времени, останавливалось непосредственно ниже контакта дебедачайской свиты. Необходимо учитывать возможность нахождения рудных тел, преимущественно пиритового и халькопирито-пиритового состава, ниже горизонта барито-полиметаллического оруденения, причем эти тела будут иметь, скорее всего, жиллообразную форму. Строгая приуроченность полиметаллического оруденения промышленного значения на Ахталском месторождении к толще «кварцевых порфиров» дает, казалось бы, возможность говорить о прямой генетической связи оруденения с кислыми эффузивами. Однако это предположение опровергается уже фактом нахождения проявлений свинцово-цинкового оруденения среди пород дебедачайской свиты, вскрытого штольной № 125 и подсеченного буровой скважиной. Это оруденение имеет жиллообразную форму и приурочено к контакту дайки микроплагиогранитов, или, как их называют на месторождении, фельзитовых порфиров. Замещению однако подверглись не жильные породы, а грубые туфы андезитовых порфиритов. Эти туфы окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы, пиритизированы и содержат вкрапленность и прожилки паленита. По данным разведочных работ оруденение оказалось непромышленным, но его наличие в толще вулканогенных пород среднего и основного состава имеет важное значение для определения возраста минерализации.

К рудоносному горизонту байоса и кошабертской свите, как указывалось, приурочено промышленное оруденение пирито-халькопиритового, пирито-халькопирито-сфалеритового и иногда полиметаллического состава. Особенно отчетливо эта закономерность проявляется на Шамлугском месторождении, где о приуроченности оруденения к определенному горизонту, названному «шамлугитовым», говорил еще О. Т. Карапетян.

Почти до конца Отечественной войны считалось, что промышленное медноколчеданное оруденение на Шамлуге локализовано только в рудоносном горизонте; вследствие этого горные выработки проходились только в этом горизонте, а скважины останавливались непосредственно ниже подошвы рудоносного горизонта. Лишь в конце войны и после нее в процессе проходки капитальной штольни (горизонт 140 м) было установлено практическое значение медного оруденения в кошабертской свите («туфобрекчиях»). Таким образом, разнос промышленного оруденения в стратиграфическом разрезе на Шамлуге значительно больше, чем на Ахтальском. Однако и на Шамлуге достаточно отчетливо видна концентрация наиболее крупных рудных тел—штоков, в верхней части рудоносного горизонта на контакте с перекрывающими песчаниками или пластовыми интрузиями «альбитофиров».

В пределах Алавердского месторождения стратиграфический контроль оруденения выступает менее ярко, чем на Шамлуге, так как в Алавердском рудном поле залегание рудоносного горизонта осложнено тектоническими разрывами, а в самом горизонте наблюдается резкая фациальная изменчивость. Вследствие этого многие исследователи вообще отрицают наличие рудоносного горизонта на Алавердском месторождении, считая, что гидротермально измененные породы, выходящие вдоль русла Алавердского ручья в северной и центральной части месторождения и содержавшие все промышленное оруденение, возникли в зоне крупного разрывного нарушения за счет отложений кошабертской и шихтахтской свит. Однако приводившиеся выше факты, такие как определенные соотношения рудоносной зоны с подстилающими и перекрывающими породами, линзовидное залегание гидротермально измененных пород, наличие в них реликтов кератофировых пород, а также достаточно выдержанная мощность рудоносной зоны и выполаживание угла ее падения к западу в соответствии с общей структурой Алавердского рудного поля, не могут быть объяснены при таком предположении и свидетельствуют о наличии здесь того же рудоносного горизонта, что и на Шамлуге. К этому горизонту и приурочена основная масса медноколчеданного, серноколчеданного и полиметаллического оруденения Алавердского месторождения.

Однако, так же как и на Шамлуге, многочисленные рудопроявления, в том числе и промышленного значения, наблюдаются в подстилающих рудоносный горизонт породах кошабертской свиты. Промышленные рудные тела в этих породах были вскрыты на горизонте—75 и на горизонте—103, пройденных из шахты № 3. Эти рудные тела имели жильный и прожилково-вкрапленный характер. Такие же жильные и прожилково-вкрапленные рудные тела наблюдались и в нижних частях рудоносного горизонта, в то время как в его верхней части близ контакта с перекрывающими породами локализовались пластообразные и линзообразные тела массивных руд («штоки»). В последнее время в юго-западной части месторождения в рудоносном горизонте и кошабертской свите, так же как и в вышележащих породах шихтахтской свиты, вскрыты прожилково-вкрапленные руды, представляющие практический интерес.

Говоря о локализации промышленного оруденения на Шамлугском и Алавердском месторождениях в рудоносном горизонте и кошабертской свите, необходимо иметь в виду, что в дебедачайской свите наблюдается не меньшее количество пиритовых и медных рудопроявлений, приуроченных к участкам гидротермального изменения пород. Эти рудопроявления носят жильный, прожилково-вкрапленный и вкрапленный характер. Рудопроявления в породах дебедачайской свиты известны на Шамлугском месторождении в долине р. Учкилиса, по Харабачаю и Охнац-булаху, и особенно многочисленные в районе развалин крепости Тохмах-Кала. Скважинами в породах дебедачайской свиты подсечены также нижние части некоторых жильных тел, вскрытых горными выработками Шамлугского месторождения (жилы № 6, 7 линза № 5 и т. д.). Широко распространены рудопроявления в породах дебедачайской свиты к югу от Шамлуга на Бендикском месторождении, где они разведывались в 1954—1956 гг. штольнями и скважинами. Оруденение здесь имеет жилообразную и прожилково-вкрапленную форму. Наиболее интересное жилообразное тело, разведывавшееся штольнями № 1 и 2, приурочено к висячему боку дайки кварцевых альбитофиров. Многочисленные рудопроявления в порфиритах дебедачайской свиты известны в урочищах Мазлум и Бурнакан.

Широко развиты гидротермальные изменения и рудопроявления в породах дебедачайской свиты в южной части Алавердского рудного поля. Здесь рудопроявления, как и в других местах дебедачайской свиты, имеют жильную и прожилково-вкрапленную форму. Ряд жил на правом склоне долины р. Лалвар (жилы № 1, 2, 3, 4, 5), отличавшихся богатым содержанием меди, разведывался штольнями. Разведочные работы, однако, показали непромышленные масштабы оруденения.

Обзор рудопроявлений в породах дебедачайской свиты показывает, что все они, несмотря на свою многочисленность, являются непромышленными, за исключением нижних частей некоторых жил Шамлугского месторождения. В то же время, рассматривая соотношения дебедачайской и кошабертской свит и рудоносного горизонта, можно заметить, что все эти толщи представляют образования различных этапов одного и того же цикла вулканической деятельности, несмотря на то, что между кошабертской свитой и рудоносным горизонтом наблюдается некоторое, правда небольшое, несогласие. К этому же циклу, по существу, можно отнести и накопление толщи ахтальских «кварцевых порфиров». Таким образом, локализация промышленного оруденения в Алавердском районе только в двух комплексах (ахтальские «кварцевые порфиры» и кошабертская свита плюс рудоносный горизонт байоса) и отсутствие промышленного оруденения в разделяющей эти комплексы дебедачайской свите может быть объяснено, по-видимому, лишь различиями в литологическом составе этих толщ. На этом вопросе мы остановимся подробнее несколько ниже, сейчас же коснемся локализации оруденения в породах, перекрывающих рудоносный горизонт байоса.

Характерной особенностью колчеданных месторождений Малого Кавказа и, в том числе, Алавердского района является резкое затухание, а иногда полное отсутствие гидротермальных изменений и рудопроявлений в толщах, перекрывающих рудовмещающие породы. Исключительно отчетливо эта особенность наблюдается обычно на серноколчеданных месторождениях, таких как Тандзут в Кироваканском районе Армении или Чирагидзор в Азербайджане. В последнем случае М. А. Кашкай (24) описывает гальки колчеданных руд в базальных конгломератах покровной толщи, совершенно незатронутой, по его

данным, гидротермальными изменениями. В Алавердском районе преимущественная локализация гидротермальных изменений и оруденения в определенных стратиграфических горизонтах также выражена достаточно ярко. Однако в пределах Шамлугского и особенно Алавердского рудных полей наблюдаются довольно частые следы гидротермальной деятельности в виде зон гидротермального изменения и медных рудопроявлений в перекрывающих рудоносный горизонт толщах. В вулканогенных породах шихтахтской свиты в западной части Алавердского рудного поля, по правому склону долины р. Лалвар и в междуречье Лалвара и Жанга, уже отмечались многочисленные и довольно мощные зоны гидротермального изменения, в которых наблюдается вкрапленность сульфидов железа и меди, а иногда прожилки кварцево-халькопиритового состава. Широко проявлены гидротермальные изменения и вкрапленность сульфидов в породах шихтахтской свиты непосредственно висячем боку рудоносного горизонта, вследствие чего иногда граница между этими толщами становится неясной. Интенсивные гидротермальные изменения и вкрапленность сульфидов наблюдаются также и в верхних горизонтах шихтахтской свиты. Значительно реже гидротермальные изменения и признаки оруденения наблюдаются в перекрывающих рудоносный горизонт песчаниках байос-бата. В Алавердском рудном поле гидротермальные изменения и вкрапленность сульфидов в песчаниках можно отметить в верховьях Алавердского ручья в узкой зоне, непосредственно примыкающей к Алавердскому надвигу, а также в линейно вытянутой зоне в верхней части селения Алаверды.

На Шамлугском месторождении еще более резко заметно затухание проявлений гидротермальной деятельности при переходе от рудоносного горизонта к толще песчаников. Весьма отчетливо это затухание наблюдается в центральной части Шамлугского месторождения—на склонах долин Шамлуг-чая и Хароба-чая. Однако и на Шамлугском месторождении на контакте с рудоносным горизонтом песчаники иногда несут следы гидротермального изменения, а близ вершины г. Кечал-Конд в песчаниках на контакте с интрузией «альбитофиров» проходит оруденелая пиритом и халькопиритом довольно мощная зона гидротермального изменения.

Учитывая все это, можно говорить о преимущественной связи медного и полиметаллического оруденения колчеданного типа в Алавердском районе с определенными стратиграфо-литологическими комплексами, в то время как в перекрывающих и разделяющих эти комплексы толщах оруденение, хотя и проявляется, но имеет непромышленный характер.

Рассматривая вопрос о стратиграфическом контроле колчеданного оруденения в более обширном районе, необходимо указать, что промышленные рудные тела этого типа развиты также в комплексах преимущественно кислых вулканогенных пород верхнемелового и эоценового возраста. К верхнемеловым породам приурочено медное и барито-полиметаллическое месторождение Маднеули в Болнисском районе Грузии. В эоценовых вулканогенных толщах наблюдаются колчеданные месторождения Тандзут и Чибухлы в Присеванской геотектонической зоне Армении, а также ряд месторождений в Аджаро-Триалетской зоне Грузии.

Локализация колчеданного оруденения в определенных стратиграфических горизонтах объясняется, как указывалось, в значительной степени их литологическим составом, который, наряду с другими факторами, играл важную роль и в распределении внутри этих горизонтов. В одних случаях влияние литологического состава является прямым, поскольку одни разности более легко поддаются метасоматическому воздействию гидротермальных растворов, чем другие. В других случаях литологические особенности различных толщ оказывали большое влияние на развитие определенных структурных элементов, игравших, в свою очередь, важную роль в развитии процессов гидротермальной деятельности. Рассматривая с этих точек зрения рудовмещающие колчеданные месторождения Алавердского района комплексы, необходимо, прежде всего, отметить кислый состав наиболее благоприятных для замещения и рудоотложения горизонтов, то есть ахталских «кварцевых порфиров» и рудоносного горизонта байоса. Содержание кремнезема в кварцевых порфирах Ахталы и кварцевых кератофирах рудоносного горизонта составляет от 70 до 80%. Обладая большой кислотностью, породы этих толщ содержат и несколько повышенное количество щелочей по сравнению с породами среднего и основного состава, входящими в дебедачайскую и

кошабертскую свиты. Однако, в целом, рудовмещающие породы месторождений Алавердского района обладают значительно меньшим содержанием щелочей, чем типичные породы спилито-кератофировых формаций, вмещающих колчеданные месторождения Урала и ряда других районов. Повышенные содержания кремнезема и щелочей, по-видимому, оказывали серьезное влияние на развитие процессов метасоматоза при циркуляции гидротермальных растворов и обуславливали в конечном счете преимущественную локализацию колчеданных руд в горизонтах кислых вулканогенных пород.

Породы дебедачайской свиты, в которых промышленное медное и полиметаллическое оруденение практически отсутствует, отличаются, в общем, пониженным содержанием кремнезема и щелочей и довольно высоким содержанием щелочных земель и закисного железа.

Породы кошабертской свиты, содержащие, как указывалось, в ряде мест промышленное оруденение, по литологическим свойствам являются довольно разнородными, но в большинстве своем по химизму представляют переходные образования между породами дебедачайской свиты, с одной стороны, и породами рудоносного горизонта, с другой, чаще приближаясь к последним.

Перекрывающие рудоносный горизонт песчаники байосбата в химическом отношении характеризуются повышенным содержанием окиси кальция, что, по-видимому, не способствовало проявлению процессов метасоматоза при определенном составе гидротермальных растворов. Если же гидротермальные изменения и проявлялись, то часто они носили специфический характер, о чем будет сказано ниже.

Возвращаясь к литологическому составу рудовмещающих толщ, необходимо указать, что все они являются неоднородными по составу и условиям образования, будучи сложены чередующимися между собой эффузивными, пирокластическими и туфогенно-осадочными породами. Это относится и к толще «кварцевых порфиоров», которые отдельные авторы рассматривают как однородную толщу кислых эффузивов или интрузивное образование. В действительности же, по данным М. Л. Лачиняна и нашим наблюдениям, в толще «кварцевых порфиоров» преобладающее значение имеют не эффузивы, а пирокла-

стические разности вулканогенных пород кислого состава—туфы и вулканические брекчии. Правда, вследствие сильной измененности пород, первичное строение их часто различимо с трудом. В кислых эффузивах этой толщи обычно несколько более отчетливо видны следы первичного строения в виде реликтовых вкрапленников кварца. Наблюдения по горным выработкам и буровым скважинам показывают, что непосредственно близ рудных тел чаще развиты пирокластические разности кислых пород. Однако в этом отношении систематические наблюдения отсутствуют. Необходимо обратить внимание и на то обстоятельство, что термин «кварцевые порфиры» по отношению к кислым вулканогенным породам Ахталы не является правильным, так как предполагает присутствие в породах калиевого полевого шпата и преобладание окиси калия среди щелочей. Кислые эффузивы Ахталы не отвечают, как правило, этим требованиям и по химизму близки к кератофирам и кварцевым кератофирам рудоносного горизонта байоса.

В последнем, как указывалось, присутствуют эффузивные, пирокластические и туфогенно-осадочные породы. В общем можно заметить преобладание пирокластических пород кислого состава—туфов и вулканических брекчий кератофиров и кварцевых кератофиров, но в различных частях района характер разреза рудоносного горизонта байоса может меняться.

На Шамлуге, где этот разрез достаточно хорошо изучен, причем проведены наблюдения над приуроченностью оруденения к определенным литологическим типам пород, в составе рудоносного горизонта резко преобладают кератофиры, кварцевые кератофиры, их туфы и вулканические брекчии. В центральной части месторождения породы рудоносного горизонта подверглись весьма интенсивной гидротермальной переработке, но за пределами центральной части рудного поля выходят преимущественно неизмененные разности. Среди них главную роль играют туфы и вулканические брекчии кварцевых и бескварцевых кератофиров. Особенно резко выделяются вулканические брекчии кератофирового состава, которые состоят из округлых и неправильной формы обломков кератофиров и кварцевых кератофиров, сцементированных зернистой туфовой массой. Размер обломков —5—10 см, количество их достигает 70—80% объема пород. Столь же часто встречаются бо-

лее мелкообломочные разности пирокластических пород — грубые и зернистые туфы кератофирового состава, местами даже преобладающие над вулканическими брекчиями и эффузивами. Туфы отличаются от вулканических брекчий размерами обломков, которые в них варьируют от 1—2 см до 1 мм. Обломочные частицы представлены обломками кислых эффузивов, зернами плагиоклаза, кварца, обломками разложившегося вулканического стекла. Достаточно широким развитием в разрезе рудоносного горизонта на Шамлуге пользуются кварцевые кератофиры и кератофиры, часто обладающие полосчатым строением и отличающиеся содержанием вкрапленников плагиоклаза и иногда кварца. Под микроскопом наблюдаются отчетливые следы перекристаллизации породы, свидетельствующие о их происхождении за счет тонкого туфового материала. Кроме вулканогенных пород кислого состава, в горизонте, преимущественно в его верхней части, развиты известковистые туфогенные песчаники и слоистые туфы, образующие небольшие прослои среди эффузивов и пирокластов. Песчаники и слоистые туфы отличаются высоким содержанием окиси кальция, фиксирующейся преимущественно в виде карбоната. Иногда в этих породах встречаются фаунистические остатки. Гидротермальными изменениями в центральной части Шамлугского месторождения охвачены в той или иной степени все разности пород рудоносного горизонта. Наиболее интенсивные изменения наблюдаются в кислых вулканогенных породах, часто не сохраняющих реликтов первичного строения. Непосредственно вмещающими рудные тела или содержащими более густую вкрапленность сульфидов являются пирокластические породы кератофирового состава, причем наблюдения в выработках дают возможность говорить о том, что более охотно проявления гидротермальных процессов локализуются в туфах кератофиров и кварцевых кератофиров, в то время как вулканические брекчии часто сохраняют отчетливые реликты первичного обломочного строения. Кислые эффузивы также с большим трудом поддаются процессам метасоматоза по сравнению с туфами. При одинаковом химическом составе пород более интенсивное изменение и оруденение туфов по сравнению с вулканическими брекчиями и эффузивами, очевидно, связано с большей пористостью первых. При переслаивании туфов с

эффузивами преимущественное замещение туфов наблюдается достаточно отчетливо (штрек 1251 на горизонте +17 м висячем боку линзы 4а). Столь же хорошо в ряде случаев наблюдается преимущественное замещение туфов по сравнению с вулканическими брекчиями кератофиров, которые иногда сохраняют прекрасно выраженное грубообломочное строение (квершлаг 1553 горизонта —11 м, квершлаг 1183 горизонта—32 м). Слоистые туфы и туфогенные песчаники, присутствующие в рудоносном горизонте, также иногда подвергаются гидротермальным изменениям, но менее интенсивным, чем вулканогенные породы кератофирового состава, сохраняя местами при этих изменениях присущую им слоистость (штрек 1539 горизонта—32 м). В некоторых выработках встречаются гидротермально измененные породы со сгустковым распределением хлорита, которые, вероятно, произошли за счет вулканогенных пород дацитового или андезитового состава, присутствовавших в подчиненном количестве в рудоносном горизонте на Шамлугском месторождении.

Более широким развитием породы среднего, преимущественно дацитового, состава в рудоносном горизонте пользуются к востоку от Шамлуга. В восточном направлении происходит фациальное замещение пород кератофирового состава дацитовыми порфиритами, их туфами и вулканическими брекчиями, что является, в общем, неблагоприятным фактором в отношении прогноза оруденения.

В западной части Алавердского рудного поля литологический состав рудоносного горизонта, судя по обнажениям, примерно такой же, что и на Шамлуге. Среди неизменных разностей в районе вентиляционной шахты преобладают кварцевые кератофиры, их лавовые и вулканические брекчии. Среди интенсивно гидротермально измененных разностей преобладают, по-видимому, пирокластические породы кератофирового состава, преимущественно туфы, имевшие иногда характер пемз. В северной части Алавердского рудного поля, по данным буровых скважин, пирокластические породы кератофирового состава в значительной степени вытесняются соответствующими эффузивами, слабее затронутыми гидротермальными изменениями. Среди кислых вулканогенных пород этого горизон-

та встречаются и небольшие прослои эффузивных и пирокластических пород среднего состава.

В восточной части Алавердского рудного поля вулканогенные породы рудоносного горизонта фациально замещаются, как указывалось, известковистыми туфогенными песчаниками и перемытыми туфами, слабо воспринимавшими воздействие гидротермальных растворов.

Касаясь литологического состава кошабертской свиты и его влияния на рудоотложение, напомним, что в этой свите резко преобладают пирокластические породы, состав которых, однако, может меняться в довольно широких пределах. Так, на Бендикском месторождении в кошабертской свите выделяются плотные, зернистые, грубые и лапиллиевые туфы андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфовые брекчии, встречаются также прослои туфогенных песчаников и иногда небольшие потоки андезитовых и дацитовых порфиритов. Нередко наблюдаются и пирокластические породы смешанного—андезито-дацитового состава, а иногда присутствуют разности с повышенной основностью. Преобладают в целом в свите пирокластические породы дацитового и андезито-дацитового состава. В распределении отдельных разновидностей наблюдается сохраняющаяся, однако не всегда, закономерность: в нижней части кошабертской свиты развиты преимущественно грубые и лапиллиевые туфы, а в верхней части—туфовые брекчии, содержащие крупные (до 30—40 см), но сравнительно редкие обломки андезитовых и дацитовых порфиритов. На Шамлугском месторождении, по левому склону долины р. Учкилиса, горизонт туфовых брекчий отсутствует и непосредственно ниже рудоносного горизонта, в кошабертской свите, залегают лапиллиевые и грубые туфы. Именно такие туфы, по составу являющиеся дацитовыми или андезито-дацитовыми, легче всего среди пород кошабертской свиты подвергались гидротермальным воздействиям и часто превращены в гидротермально измененные породы со слабо сохранившимися реликтами первичного строения, содержащие рудные тела. Таким образом, преимущественная локализация гидротермальных проявлений и оруденения в кислых вулканогенных породах или близких к ним по составу образованиях достаточно отчетливо видна и на примере кошабертской свиты.

С этой точки зрения породы дебедачайской свиты, как указывалось, являлись неблагоприятными для метасоматоза и рудоотложения. Однако разрез дебедачайской свиты в различных частях района является различным. Преобладают в ее составе плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириды, отличающиеся интерсертальными, гиалопилитовыми и иногда андезитовыми структурами основной массы. Очень часто порфириды обладают брекчиевым строением, представляя лавовые брекчии. Кроме андезитовых порфиритов, довольно часто встречаются породы более основные—андезито-базальтовые и базальтовые порфириды—и более кислые—дацитовые порфириды. В ряде участков достаточно широкое распространение имеют типичные пирокластические породы—туфы и вулканические брекчии андезитовых, базальтовых и дацитовых порфиритов, а местами также и туффиты. Особенно пестрый состав дебедачайской свиты наблюдается, как указывалось, в разрезе между Ахталой и Шамлугом. Гидротермальные изменения в дебедачайской свите имеют отчетливо выраженный линейный характер, будучи приуроченными к зонам разрывных нарушений. Вследствие этого интенсивность изменения различных литологических типов пород определяется с трудом, но, по-видимому, подчиняется общим закономерностям. Хотя в целом породы дебедачайской свиты по литологическим особенностям являются неблагоприятными для рудоотложения, наличие в некоторых разрезах горизонтов с повышенной кислотностью не исключает возможности нахождения, при прочих благоприятных факторах, отдельных рудных тел промышленного значения в породах дебедачайской свиты.

В шихтахтской свите наиболее интенсивные гидротермальные изменения проявляются в породах нижнего вулканогенного горизонта—в туфах и вулканических брекчиях андезитовых порфиритов; сами порфириды, как правило, затронуты гидротермальными изменениями слабее. В более высоких горизонтах шихтахтской свиты, где гидротермальными изменениями затронуты иногда не только эффузивы, их туфы и вулканические брекчии, но и туффиты, туфогенные песчаники и вулканогенные конгломераты, локализация этих изменений также имеет линейный характер, контролируясь зонами разрывных нарушений.

Утверждение о более слабой восприимчивости эффузивов к метасоматическим изменениям по сравнению с соответствующими пирокластическими породами находится, казалось бы, в противоречии с часто наблюдающейся приуроченностью гидротермальных изменений к различным некковым образованиям, нередко встречающимся в различных частях района. Однако эта приуроченность в большинстве случаев объясняется, видимо, структурными факторами, то есть интенсивной трещиноватостью этих образований.

III. Краткие сведения о типах руд, околорудных изменениях вмещающих пород и их поисковом значении

Руды месторождений Алавердского района представлены комплексами рудных и нерудных минералов, приуроченными к породам в различной степени гидротермально измененным. При геологической характеристике месторождений было отмечено несколько типов руд, развитых в Алавердском районе. Главными среди них являются серноколчеданные, медноколчеданные, полиметаллические и баритовые руды. Каждый из этих типов руд формировался в течение одного или нескольких этапов минерализации, характеризовавшихся определенными, иногда специфическими, гидротермальными изменениями вмещающих пород и, в некоторых случаях, появлением отдельных типоморфных минералов. Следовательно, выяснение связей между характером оруденения и характером и интенсивностью гидротермальных изменений, а также выяснение роли определенных минералов как индикаторов различных типов оруденения может дать не только геологические предпосылки, но и поисковые признаки, необходимые для непосредственного направления поисковых и разведочных работ. Наблюдения над пространственной локализацией различных типов колчеданного оруденения и их соотношениями между собой дают возможность выделить в колчеданных месторождениях Алавердского района три этапа рудной минерализации: 1) этап серноколчеданной минерализации, 2) этап медной и медно-цинковой минерализации, 3) этап полиметаллической и баритовой минерализации. Рудоотложению, кроме того, предшествовали

интенсивные гидротермальные изменения рудовмещающих пород, не сопровождавшиеся накоплением промышленно-ценных минералов.

Пирит является самым распространенным сульфидом, встречаясь в тех или иных количествах во всех гидротермально измененных породах; отдельные кристаллы пирита присутствуют и в незатронутых гидротермальными изменениями разностях. 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 этапов рудной минерализации, но и в значительной степени предшествовала ей. Однако относительные количества пирита на различных этапах процесса минерализации менялись, так же как менялись и формы кристаллов пирита. Наибольшие количества пирита выделились при дорудном изменении пород и в течение первого—собственно серноколчеданного—этапа рудной минерализации. Эти этапы минерализации характеризовались кристаллизацией пирита в виде кубов и комбинаций куба с октаэдром; размер кристаллов пирита в первые этапы минерализации не превышал, как правило, одного-двух миллиметров, чаще измеряясь десятими долями миллиметра. Ассоциирует пирит дорудного и первого рудного этапа, главным образом, с кварцем, хлоритом и серицитом. Количественные соотношения пирита и нерудных минералов бывают различными: в одних случаях преобладает пирит, а кварц образует идиоморфные, несколько корродированные пиритом реликтовые кристаллы. В других случаях, более частых, 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 первого этапа рудной минерализации, за исключением весьма небольшого количества халькопирита, не выделялись. Часто проявления серноколчеданного этапа рудной минерализации образуют обособленные скопления, но нередко на них накладываются пространственно совпадающие проявления более поздних этапов

формирования медноколчеданной и полиметаллической минерализации. В ряде случаев в горных выработках, в образцах и в полированных шлифах можно наблюдать дробление серноколчеданных руд, цементируемых нерудными минералами и полиметаллическими рудами.

Второй этап рудной минерализации, наиболее важный в промышленном отношении для Алавердского района, получил, в отличие от серноколчеданного этапа минерализации, более локальное развитие. В течение второго этапа формировалось медное и, несколько реже, медно-цинковое оруденение. Представлено это оруденение пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Среди нерудных минералов главную роль играет кварц; реже в рудах присутствуют барит, карбонаты и гипс.

Пирит и в рудах второго этапа рудной минерализации 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 до 1—2 см. Однако нужно иметь в виду, что крупными размерами кристаллы пирита, как показывают наблюдения, нередко обязаны явлениям собирательной перекристаллизации, происходившим в течение длительного времени, что было связано с неоднократным поступлением и длительной циркуляцией гидротермальных растворов. В процессе этой перекристаллизации могли меняться не только размеры, но и форма кристаллов, приспособлявшаяся к изменяющимся физико-химическим условиям среды. В связи с этим значительная часть пирита в виде пентагондодекаэдров и комбинаций куба и пентагондодекаэдра может представлять, вероятно, переотложенный или перекристаллизованный пирит первого этапа минерализации.

Главным промышленным минералом второго этапа рудной минерализации является халькопирит, ассоциирующий с пиритом и другими сульфидами и нерудными минералами, а иногда образующий почти мономинеральные скопления. Такие мономинеральные скопления халькопирита, так же как и вообще массивные руды, обычно приурочены к центральной части рудных тел. В рудном теле они слагают, как правило, ряд от-

дельных жил, разделенных между собой участками более или менее густой вкрапленности и прожилков сульфидов. Вкрапленные и прожилковые руды развиваются и на периферии рудных тел, постепенно переходя в слабо оруденелые гидротермально измененные породы. Размер зерен халькопирита, выделявшегося во второй этап рудной минерализации, обычно значителен, измеряясь 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. Халькопирит, встречающийся в виде эмульсионных выделений в сфалерите или мелких интерстициальных включений, относится, по-видимому, также к второму этапу рудной минерализации, но представляет вторую генерацию минералов этого этапа.

К второй генерации рудных минералов второго этапа минерализации относится и сфалерит, довольно часто присутствующий в рудах в тесной смеси с другими сульфидами или образующий гнездообразные и прожилкообразные выделения в массе халькопирито-пиритовых руд. Зерна сфалерита второго этапа рудной минерализации обычно обладают довольно крупными размерами, измеряющимися десятками долями миллиметра или целыми миллиметрами. Реже наблюдаются более мелкие зерна сфалерита, располагающиеся между более крупными выделениями этого же минерала и халькопирита. Характерными для сфалерита второго этапа минерализации являются темные тона окраски, обусловленные повышенным содержанием железа. Кроме пирита, халькопирита и сфалерита, являющихся главными рудными минералами второго этапа рудной минерализации, одновременно с ними выделялись гипогенный борнит и в очень небольшом количестве теннантит и галенит. Среди нерудных минералов главным, как указывалось, является кварц; он выделялся в течение всего этапа. Барит, карбонаты и гипс, встречающиеся в медно-колчеданных и медно-цинковых рудах, в небольшом количестве выделялись преимущественно в конце процесса рудоотложения второго этапа. Сформированные в результате этого процесса медноколчеданные и

медно-цинковые рудные тела являются важнейшими в практическом отношении для Алавердского района. К таким телам относится большинство штоков Алавердского и Шамлугского месторождений и почти все жильные тела этих же месторождений и большей части других участков,

Проявления третьего этапа рудной минерализации—барито-полиметаллического—имеют подчиненное значение на Алавердском и Шамлугском месторождениях, но являются главенствующими на Ахтальском месторождении. Главными рудными минералами третьего этапа рудной минерализации являются сфалерит и галенит. Халькопирит и пирит отлагались в это время в подчиненном количестве. Сфалерит в проявлениях третьего этапа рудной минерализации представлен несколькими генерациями. Наиболее распространенным является серый мелкокристаллический сфалерит. Довольно широким распространением пользуются колломорфные разновидности сфалерита в ассоциации с колломорфными выделениями других минералов. Более поздним является желто-коричневый крупнокристаллический сфалерит, представленный прожилками или прожилкообразными выделениями в полиметаллических рудах. Обычно все генерации сфалерита пространственно совмещены. Исключением является последняя генерация сфалерита, иногда образующая на Алавердском месторождении самостоятельные прожилки в гипсе в ассоциации с галенитом, халькопиритом и пиритом.

Галенит также представлен несколькими генерациями. Наиболее распространенным в массивных полиметаллических рудах является мелкокристаллический галенит, часто 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. Иногда наблюдаются и гнездообразные скопления халькопирита.

Пирит в полиметаллических рудах обычно представлен мелкими зернами, кристаллографически выраженными комбинацией куба и пентагондодекаэдра или иногда пентагондодекаэдрами. Нередко встречаются также колломорфные выделения пирита. В небольшом количестве в рудах присутствуют теннантит и другие сульфиды.

Среди нерудных минералов третьего этапа минерализации главная роль принадлежит бариту. Особенно широко распространен он на Ахталском месторождении, где часто образует мономинеральные скопления в верхней части полиметаллических рудных тел, образуя с ними единые барито-полиметаллические тела. Мощность баритовой части рудных тел достигает нескольких метров. В строении скоплений барита наблюдается отчетливо выраженная закономерность, заключающаяся, как было отмечено ранее, в том, что непосредственно на контакте с андезитовыми порфиритами в верхней части рудных тел залегает красный барит, книзу сменяющийся серым баритом. Красный цвет бариту придает тонко диспергированный гематит. Обладая достаточно четкой и резкой границей, красный и серый барит в то же время образовались, в общем, одновременно. Более поздним является белый крупнокристаллический барит, нередко слагающий мономинеральные прожилки в полиметаллических или медноколчеданных рудах. Он представляет третью генерацию в рудах третьего этапа минерализации. Другие нерудные минералы в рудах третьего этапа минерализации играют подчиненную роль. Красный и серый барит выделялись до отложения сульфидов, образуя первую генерацию минералов в этом этапе рудообразования.

Прожилки 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, широко развиты на южных и юго-западных склонах г. Кызылташ, в Алавердском рудном поле и к западу от него.

Наблюдающиеся в ряде мест еще более поздние безрудные карбонатные жилы и прожилки часто распространены в породах, не подвергавшихся никаким гидротермальным изменениям. В частности, они иногда развиваются по трещинам в дайках послерудных габбро-диабазов, не говоря уже о более древних породах. Это объясняется, по-видимому, тем, что такие карбонатные прожилки возникли в связи с деятельностью грунтовых вод. Все рудопроявления глубинного происхождения приурочены к гидротермально измененным породам, сравнительно редко залегая в слабо затронутых изменениями разностях. Интенсивность изменений 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 участках изменены исключительно сильно, вплоть до полного исчезновения каких-либо реликтов первичного строения и состава. Не является одинаковым и характер гидротермальных изменений в различных участках. Этот характер изменений находился 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. При всем многообразии гидротермальных изменений в таких весьма сложных по составу осадочно-вулканогенных толщах, какие развиты в Алавердском районе, анализируя парагенетические ассоциации минералов в измененных породах и взаимоотношения этих ассоциаций, можно установить направленность процессов гидротермального изменения и выделить типы преимущественных изменений. В числе этих типов изменений, в проявившихся в пределах Шамлугского, Алавердского и Ахталского месторождений и на остальной площади района, должны быть указаны, в первую очередь, следующие: 1) окварцевание, 2) серицитизация, 3) хлоритизация, 4) карбонатизация, 5) огипсование, 6) эпидотизация, 7) пумпеллитизация, 8) окремнение. Главные из этих типов изменений тесно связаны между собой, представляя собою отдельные продукты длительных и достаточно сложных процессов метасоматоза, при которых на различных этапах происходило дифференциальное перемещение различных компонентов с образованием новых ми-

нералов за счет ранее присутствовавших в горных породах. Особенно тесную связь между собой во времени и пространстве обнаруживают процессы окварцевания, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации. Вследствие этого наиболее распространенные гидротермально измененные породы состоят из двух или трех главных минералов, мономинеральные же разности встречаются редко.

Такими наиболее распространенными разностями гидротермально измененных пород являются кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые породы. Во второй и третьей разностях гидротермально измененных пород, кроме минералов, отмеченных в названиях пород, обычно присутствует в том или ином количестве карбонат. Кварцево-серицитовые породы, в основном, возникают за счет вулканогенных пород кислого состава, то есть кварцевых порфиров, кварцевых кератофигов, кератофигов, их туфов и вулканических брекчий. Кварцево-хлоритовые и кварцево-серицито-хлоритовые породы развиваются преимущественно за счет вулканогенных пород среднего и основного состава. Кроме двух или трех главных минералов, в таких гидротермально измененных породах обычно наблюдается ряд других минералов. Эти избыточные для равновесной системы минералы большей частью являются реликтовыми, оставшимися от исходных пород. Иногда присутствуют и минералы, возникшие на других стадиях метасоматоза. Кроме ассоциаций кварца с серицитом, кварца с хлоритом и карбонатом и кварца с хлоритом и серицитом при процессах метасоматоза возникали ассоциации эпидота с кварцем и хлоритом, пумпеллиита с хлоритом и другие, более редко встречающиеся. Выше было отмечено, что мономинеральные метасоматические образования, вернее, такие породы, в которых один минерал резко преобладает над другими, встречаются сравнительно редко. В то же время, как отмечалось, можно почти всегда определить преимущественную направленность процесса, приводящую к возникновению того или иного типа измененных пород.

Так, при окварцевании, идущем одновременно с серицитизацией и хлоритизацией пород, в отдельных участках увеличивается содержание кремнезема за счет выноса других компонентов. Это увеличение содержания кремнезема фиксируется в

появлении новообразований кварца. Метасоматический кварц образует мелкие зерна в основной массе эффузивов или в цементе пирокластических пород. Размер зерен кварца измеряется сотыми или, реже, десятыми долями миллиметра. Нередко вторичный кварц образует также регенерационные каемки вокруг порфировых выделений кварца в кварцевых кератофирах или их обломках в пирокластических породах кератофирового состава. Реже кварц в начальные стадии метасоматоза замещает вкрапленники полевых шпатов и темноцветных минералов, но при дальнейшем развитии процесса кварц вместе с серицитом и хлоритом может полностью заместить порфировые выделения и основную массу с образованием кварцево-серицитовых, кварцево-серицито-хлоритовых или кварцево-хлоритовых пород. Наиболее интенсивное окварцевание наблюдается, как правило, близ зон разрывных нарушений, по которым двигались гидротермальные растворы. В самих трещинах разрывных нарушений, служивших путями движения гидротермальных растворов, в некоторых случаях возникают зоны почти мономинерального соматического кварца, обладающего роговиковой структурой. Мощность таких кварцевых зон чаще всего не превышает сантиметра или первых десятков сантиметров. Вместе с кварцем в этих зонах в небольшом количестве может присутствовать серицит и более или менее густая вкрапленность сульфидов—пирита, халькопирита и сфалерита. Лишь изредка гидротермально измененные породы с преобладанием кварца в своем составе, которые, по существу, и можно только безоговорочно называть вторичными кварцитами, встречаются в виде более крупных масс. Они отмечены, в частности, на Шамлугском месторождении, в штреке 1531 и квершлагге 1573 на горизонте—90 м. Здесь вторичные кварциты залепают в виде неправильных полос мощностью до 2 м, обычно приуроченных к контактам даек «альбитофиров», проходящих в породах кошабертской свиты. Макроскопически эти вторичные кварциты представляют светло-серые или розовато-серые мелкокристаллические породы, содержащие довольно густую вкрапленность и прожилки сульфидов, преимущественно пирита. Под микроскопом видно, что породы состоят из мелкокристаллических

новообразований кварца с неровными контурами зерен, среди которых наблюдаются остатки фельзитовой основной массы исходной изверженной породы и небольшие скопления серицита и эпидота. Скопления серицита иногда обладают слабо сохранившимися таблитчатыми контурами, по-видимому, принадлежавшими зернам плагиоклаза. Вероятно, описанные тела вторичных кварцитов возникли за счет первично богатых кварцем изверженных пород, скорее всего жильных пород кератофирикового состава.

Серицитизация представляет также широкораспространенный процесс гидротермального изменения вулканогенных пород. Серицит развивается, главным образом, в эффузивных и пирокластических породах кислого состава—кварцевых порфирах, кератофирах, кварцевых кератофирах, их туфах и вулканических брекчиях. В значительном количестве он образуется также в туфах и туфовых брекчиях кошабертской свиты, причем преимущественно в тех разностях, которые характеризуются первичным дацитовым и андезито-дацитовым составом. В вулканогенных породах дебедачайской и шихтахтской свит, имеющих средний или основной состав, так же как и в туфогенных песчаниках различных толщ, серицит занимает резко подчиненное положение по отношению к другим образованным в результате метасоматоза минералам. Лишь в зонах разрывных нарушений, служивших путями движения гидротермальных растворов, серицит в ряде случаев приобретает главенствующее положение. Здесь он образует вместе с кварцем кварцево-серицитовые породы, аналогичные тем, которые развиваются за счет кислых вулканогенных пород. За счет промежуточных по составу пород кошабертской свиты возникают обычно кварцево-серицито-хлоритовые породы, в которых серицит ассоциирует с кварцем и хлоритом, находясь с ними в различных количественных соотношениях.

Процесс серицитизации пород различного состава идет постепенно. Сначала серицит в виде мелких чешуек развивается по зернам полевых шпатов, образующих порфиновые выделения в породах или присутствующих в их основной или цементирующей массе. При более далеко зашедшей серицитизации серицит может полностью замещать полевые шпаты, сохраняющих однако при этом контуры зерен, а при дальней-

шем развитии процесса породы теряют всякие реликты первичного строения и состава. Серицит при этом вместо рассеянных мелких чешуек образует нодулярные скопления, иногда вытянутые в одном направлении. Анализ соотношений серицита с другими минералами, присутствующими в гидротермально измененных породах, показывает, что имеется, по крайней мере, две генерации первого. Более распространенный серицит первой генерации возникал, в общем, одновременно с кварцем и хлоритом в кварцево-серицитовых или кварцево-серицито-хлоритовых породах. Более поздний серицит второй генерации встречается в подчиненном количестве; он иногда образует венчики вокруг кристаллов сульфидов.

Изредка среди гидротермальных образований наблюдаются почти мономинеральные серицитовые породы. Они наблюдались лишь на Шамлугском месторождении в восточной очистной камере между горизонтами—32 м и—60 м; менее значительные их тела отмечались на горизонтах+17 м и—140 м. В первом пункте серицитовые породы, или серицитолиты (такое название аналогичные породы, как известно, получили на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая), образуют линзообразный прослой, прослеживающийся на расстоянии около 30 м и имеющий мощность от нескольких сантиметров до 1,3 м. Серицитолиты приурочены к полого падающей на запад зоне разрывного нарушения, сменяясь после выклинивания кварцево-серицитовыми породами. В лежащем боку серицитолитов залегают серицито-хлоритовые и, реже, кварцево-серицитовые породы; те и другие содержат довольно густую вкрапленность сульфидов. Висячий бок серицитолитов представлен кварцево-серицитовыми сланцами, которые выше сменяются содержащими небольшую вкрапленность сульфидов кварцево-серицито-хлоритовыми породами. Все эти породы, по-видимому, произошли за счет туфов кошабертской свиты.

Серицитолиты представляют собою белые или желтовато-белые породы, состоящие из мелкочешуйчатого серицита и содержащие продолговатые включения карбоната типа оверидов. Количество включений карбоната, принадлежащего сидериту, достигает примерно 5% объема пород; размеры включений в длину составляют до 1—2 см, по короткой оси—около 0,5 см. Рудные минералы в серицитолитах совершенно отсутствуют.

Мы остановились более подробно на этих весьма интересных образованиях вследствие того, что они до сих пор в месторождениях Алавердского района не были описаны.

Широко проявилась в толщах гидротермально измененных пород, что уже частично отмечалось, хлоритизация. Хлорит преимущественно развивается при гидротермальных изменениях вулканогенных пород среднего и основного состава, то есть, в пределах Алавердского района, пород дебедачайской и, в определенной степени, кошабертской свит. Здесь он ассоциирует, главным образом, с кварцем, карбонатом и иногда серицитом, не считая различных реликтовых и второстепенных минералов. Возникают упоминавшиеся выше кварцево-хлоритовые и кварцево-серицито-хлоритовые породы. В этих породах количественные соотношения между слагающими их минералами бывают различными, но в большинстве случаев хлорит преобладает над кварцем и серицитом. Представлен хлорит чаще всего пеннином, иногда клинохлором, то есть магнезиальными разностями. Выделения хлорита, измеряющиеся обычно тысячами и сотыми долями миллиметра, развиваются, в первую очередь, по темноцветным минералам, но замещают также и плагиоклазы. В начальные стадии метасоматоза можно обычно различить реликты первичного строения и состава исходных пород. При дальнейшей переработке пород получается мелкозернистый агрегат кварца и хлорита или кварца, хлорита и серицита, не сохраняющий признаков строения и состава исходной породы. При гидротермальном изменении вулканогенных пород кислого состава хлорит, замещающий в этих случаях темноцветные минералы, образуется в небольшом количестве. Лишь в зонах разрывных нарушений иногда наблюдаются сильно обогащенные хлоритом породы. Такие же существенно хлоритовые породы наблюдаются в ряде случаев в зонах разрывных нарушений и среди вулканогенных пород кошабертской и дебедачайской свит. В таких хлоритовых породах, приуроченных к зонам разрывных нарушений, хлорит обладает темно-зеленым или зеленовато-черным цветом и тонкочешуйчатым сложением. Судя по оптическим свойствам, принадлежит этот хлорит скорее к магнезиально-железистым разностям—рипидолиту или делесситу.

Вместе с хлоритом в этих породах обычно присутствуют карбонат и, в небольшом количестве, серицит или кварц. Как правило, наблюдается также вкрапленность пирита, нередко очень густая, причем иногда пирит образует довольно крупные (размером до 1 см) кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса.

Кроме описанной ассоциации хлорита с кварцем, карбонатом и серицитом, хлорит может входить в другую, отличную по условиям пространственного нахождения и происхождению, ассоциацию с эпидотом или пумпеллиитом. На характеристике этой ассоциации мы остановимся ниже.

Довольно широким развитием в пределах района и отдельных рудных полей и месторождений пользуется карбонатизация, в большинстве случаев тесно связанная с другими типами гидротермальных изменений, такими как хлоритизация, серицитизация, эпидотизация. Преимущественному замещению карбонатом подвергаются порфиновые выделения плагиоклаза и иногда темноцветных минералов в эффузивных породах среднего и основного состава. Широко распространен процесс карбонатизации и в основной массе эффузивов и цементирующей массе пирокластических пород того же состава. Однако карбонатизация в той или иной мере проявляется и в жильных породах, а также в вулканогенных породах кислого состава. В туфогенных и известковистых песчаниках карбонатизация нередко является единственным видом гидротермальных изменений, причем содержание окиси кальция в этих породах в некоторых случаях может достигать 35—40%. Первоотложенный карбонат отличается от осадочного карбоната значительно большими размерами зерен с хорошо заметными двойниковыми швами; иногда вновь образованный карбонат образует прожилки. В туфогенно-осадочных породах метасоматический карбонат представлен обычно кальцитом, но в других случаях могут наблюдаться карбонаты другого состава. Как уже отмечалось, в серицитовых породах (серицитолитах) карбонат представлен доломитом. В кварцево-хлоритовых, кварцево-серицито-хлоритовых и кварцево-серицитовых породах карбонат нередко представлен анкеритом, имеющим довольно широкое развитие в пределах района. Во многих случаях однако в этих породах карбонат представлен не анкеритом, а кальци-

том. Различия в составе карбонатов и в формах их нахождения связаны, очевидно, с тем, что отложение их шло в течение длительного времени и в разной физико-химической обстановке. Оно происходило еще до отложения руд и сопровождало рудоотложение на различных его этапах. Кроме того, некоторая часть карбоната, как отмечалось выше, была переотложена грунтовыми водами.

Специфическим типом гидротермальных изменений в колчеданных месторождениях Северной Армении является огипсование. В отличие от большинства аналогичных месторождений других районов, здесь огипсованные породы пользуются относительно широким распространением. Огипсованию подвергались главным образом породы рудоносного горизонта на Шамлугском и Алавердском месторождениях; реже гипс развивается в породах кошабертской свиты. В толще кварцевых порфиров на Ахталском месторождении гипс также отмечался в ряде мест, но встречается он здесь реже, чем в рудовмещающих породах Шамлугского и Алавердского месторождений. Судя по данным горных выработок и буровых скважин, гипс распространен на различных глубинах, встречаясь чаще на верхних горизонтах. Особенно большие залежи почти чистого гипса наблюдаются в северной части Алавердского месторождения, в пределах так называемого «3-го расширения»; здесь делались даже попытки разработки этих залежей. Встречаются две генерации гипса. Наиболее распространен белый сахаровидный гипс мелко- или среднекристаллического сложения. В некоторых случаях он тесно ассоциирует с сульфидами: светлым сфалеритом, галенитом, колломорфным пиритом, имея, несомненно, гипогенное происхождение. Вторая генерация гипса представлена ледяно-прозрачными или полупрозрачными разностями, иногда образующими прожилки. Возникновение этих разностей гипса, вероятно, связано с деятельностью грунтовых вод.

По данным авторов (16, 18, 41), имевших возможность наблюдать рудные тела верхних горизонтов Шамлугского и Алавердского месторождений, где особенно распространено огипсование, белый сахаровидный гипс часто тяготеет к лежащему боку рудных тел (штоков) или залегает на их выклиниваниях по падению и простиранию. Однако нередко залежи

гипса находятся вне видимой связи с рудными телами, и, таким образом, огипсование имеет только общее поисковое значение, не являясь безусловным доказательством наличия руд в прилегающем к огипсованным породам участке.

Эпидотизация проявилась достаточно широко в пределах района, но не имеет прямой пространственной связи с рудными телами. В большом количестве эпидот развивается в породах среднего и основного состава; значительно реже можно его наблюдать в кислых вулканогенных породах. Особенно широко распространен эпидот в породах дебедачайской свиты, где в отдельных горизонтах подверглись сплошному замещению эпидотом обломки лавовых или вулканических брекчий андезитовых порфиритов. Такие горизонты приурочены к низам дебедачайской свиты в районе Ахтальского месторождения; довольно широко эпидотизация проявилась в породах дебедачайской свиты и в пределах Алавердского рудного поля. Подвергающиеся замещению эпидотом обломки иногда имеют размер до 20—30 см. Замещение обломков эпидотом в некоторых случаях полное, в других случаях в эпидотизированной массе остаются более или менее крупные реликтовые участки пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов. В цементирующей массе эпидот развивается в виде прожилкообразных и гнездообразных выделений. Такие же формы нахождения эпидота наблюдаются в самих порфиритах, тонких и зернистых туфах, а также в других монолитных породах. Вблизи рудных тел эпидот обычно не наблюдается и, следовательно, эпидотизация была самостоятельным процессом, не связанным непосредственно с рудоотложением. Эпидот в измененных породах обычно ассоциируется с хлоритом, причем иногда образуются хлорит-эпидотовые породы. В прожилках и гнездообразных скоплениях эпидот, как правило, ассоциирует с хлоритом, причем иногда образуются хлорит-эпидотовые породы. В прожилках и гнездообразных скоплениях эпидот, как правило, ассоциирует с кварцем. Эпидотизация также интенсивно проходила в зонах контакта гранитоидных интрузий, что отчетливо видно на примере Ахпатского интрузива, где в контактовом ореоле андезитовые порфириты дебедачайской свиты превращены в альбит-эпидотовые роговики.

Своеобразным типом гидротермальных изменений является пумпеллиитизация. Впервые пумпеллиит был отмечен нами в породах Алавердского рудного поля в 1947 г. Детальные исследования последних лет показали довольно широкое распространение пумпеллиита в этой части Алавердского района. Пумпеллиитизация проявилась главным образом в шихтахтской свите, где этим процессом затронуты преимущественно вулканогенные породы дацитового и андезитового состава. Пумпеллиит в этих породах развивается в виде радиально-лучистых агрегатов мелких зерен (размером около 0,01 мм), ассоциируя обычно с хлоритом, и реже, альбитом и эпидотом. Скопления пумпеллиита с хлоритом, альбитом и эпидотом обычно неравномерно распределены в породах, развиваясь в цементирующей массе туфов и вулканических брекчий или в основной массе эффузивов. Появление пумпеллиита, возникающего, как показано Д. С. Коржинским (27), только в близповерхностных условиях, и других ассоциирующих с ним минералов имеет связь с процессом эпидотизации, охватившим залегающие ниже в стратиграфическом разрезе толщи вулканогенных пород. Вероятно, первоначально пумпеллиитизация имела более широкое развитие в районе и проявлялась не только в шихтахтской свите, но и в более древних вулканогенных толщах. Однако поскольку вулканогенные толщи подвергались неоднократной и интенсивной обработке гидротермальными растворами в более глубинных условиях, пумпеллиит, являясь близповерхностным образованием, замещался более устойчивыми минералами, то есть, прежде всего, карбонатом. Рудные минералы в породах, подвергшихся пумпеллиитизации, по существу, отсутствуют.

Явления окремнения наблюдаются в вулканогенных породах довольно часто, однако окремненные породы занимают обычно очень небольшие участки, площадь которых не превышает нескольких квадратных метров, а чаще измеряется десятками сантиметров. Такие участки окремнения встречаются преимущественно в рудоносном горизонте и в кошабертской свите; реже они отмечаются в дебедачайской свите и, в пределах Алавердского рудного поля, в шихтахтской свите. Макроскопически окремненные породы обладают тонкозернистым строением и привлекающей внимание красной или светло-красной

окраской. Близ рудных тел в этих породах наблюдается более или менее густая вкрапленность сульфидов. Под микроскопом видно, что окремнению подвергались главным образом тонкозернистые туфы кератофилов или же, реже, зернистые туфы дацитовых и андезитовых порфириров. Скрытокристаллический кварц и хальцедон проникают в цементирующую массу туфов в виде неправильных прожилкообразных и гнездообразных выделений; присутствующие в породах обломочные зерна плагиоклаза и кварца остаются незамещенными. В тонкой кремнистой массе присутствуют густо рассеянные выделения просвечивающего красным гематита, придающие породам красную окраску. Такие окремненные или кварцево-гематитовые породы часто встречаются близ рудных тел (например штрек 1457 на горизонте—11 м Шамлугского месторождения), но не обнаруживают непосредственной связи с ними. Нередко они наблюдаются и на значительном удалении от рудных тел. Кроме кратко охарактеризованных выше типов гидротермальных изменений, широкое проявление в районе имеет процесс альбитизации плагиоклазов, шедший параллельно с разложением темноцветных минералов. При более далеко зашедшем изменении альбит сам замещался другими минералами, главным образом серицитом.

Как указывалось, циркуляция гидротермальных растворов, приводившая к изменениям вмещающих пород, происходила неоднократно и в течение длительного времени, вследствие чего менялись физико-химические условия процесса. Могли меняться и менялись температура, давление, 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. Серьезное значение имел и привнос веществ из тех магматических очагов, из которых отделялись гидротермальные растворы, хотя этот привнос в количественном отношении, вероятно, был небольшим. В разных погонах растворов, отщеплявшихся от магмы, в момент их отделения от магматических расплавов было различным, по-видимому, лишь содержание второстепенных в физико-химическом отношении компонентов. Но эти второстепенные компоненты в значительной степени, вероятно, представляли соединения тя-

железных 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 минералогического состава гидротермально измененных пород можно выделить несколько минералогических рядов, сложенных минералами, возникшими, в общем, в одно и то же время. Достаточно отчетливо выделяются три таких минералогических ряда—1) ряд эпидот-хлорит, альбит, кварц и близкий к нему ряд пумпеллиита, хлорита, альбита, карбоната, 2) ряд кварца, серицита, хлорита, карбоната, пирита, 3) сульфиды тяжелых металлов, хлорит, серицит, кварц, карбонат, барит. Каждый из этих рядов минералов возникал на определенных стадиях метасоматических процессов, протекавших, в общем, с уменьшением температуры, то есть в условиях регрессивного метаморфизма.

Как показывают соотношения между различными минералами и минералогическими ассоциациями, более ранним процессом изменения было образование эпидота, хлорита и других ассоциирующих с ними минералов. Эта ассоциация возникла 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 (27) классификацией процессов метасоматоза. Эта ассоциация, как указывалось, является, несомненно, дорудной.

Ассоциация кварца, серицита, хлорита, карбоната с пиритом, слагающая кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и кварцево-серицито-хлоритовые породы, возникала в более низкотемпературных условиях по сравнению с теми, которые были при региональном послемагматическом метасоматозе. Кроме того, эта ассоциация не имела регионального развития, отчетливо контролируясь определенными си-

стемами трещин. В тех участках, однако, где трещиноватость была интенсивной, получившиеся в результате метасоматоза кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые или кварцево-серицито-хлоритовые породы могут занимать довольно большие площади. Но и в этих случаях можно видеть, что по мере удаления от трещин разрывных нарушений, служивших путями для движения растворов, интенсивность изменения падает. Можно считать, что образование кварцево-серицитовых, кварцево-серицито-хлоритовых и кварцево-хлоритовых пород связано с процессом низкотемпературного метасоматоза. Несмотря на то, что одновременно с кварцем, серицитом и хлоритом образовывался пирит в виде более или менее густо рассеянных кристаллов, в целом эта стадия метасоматоза также является дорудной. Лишь в более позднюю стадию метасоматоза, разделяющуюся на ряд этапов, происходило отложение руд. Таким образом, все процессы гидротермальных изменений пород, вмещающих колчеданные месторождения Алавердского района, можно разделить на три стадии:

- 1) стадию регионального послемагматического метасоматоза,
- 2) стадию дорудного низкотемпературного околотрещинного метасоматоза,
- 3) стадию рудного метасоматоза.

Стадия регионального послемагматического метасоматоза нашла достаточно широкое проявление преимущественно в низах разреза, то есть в породах дебедачайской свиты. В этих породах, как отмечалось, широко развиты эпидотизация и хлоритизация. Вместе с эпидотом и хлоритом в породах происходило образование кварца и альбита. Эти изменения проявлялись в породах дебедачайской свиты настолько резко, что В. Г. Грушевой (16, 18) назвал в свое время всю эту толщу толщей «нижних эпидотизированных порфириров». Этот процесс может быть назван, по существу, пропилитизацией в ее эпидот-хлоритовой фации. В отличие однако от типичной пропилитизации при этом типе изменений не происходило образования адуляра. Растворы, производившие изменение, лишь в небольшом количестве приносили компоненты извне. К числу вполне подвижных компонентов при этом процессе относились,

кроме воды, углекислота и сера. За счет высвобождения некоторого количества железа при образовании эпидота по темноцветным минералам происходило образование рассеянных кристаллов пирита. Образование кварцево-эпидотовых прожилков и гнездообразных выделений этих минералов связано с процессами выщелачивания вдоль мелких неправильных трещин, по которым поднимались растворы.

Появление пумпеллиит-хлоритовой фации, развитой, как было указано выше, довольно широко в породах шихтахтской свиты, вероятно, нужно считать менее глубинным, чем эпидот-хлоритовая ассоциация проявлением пропилитизации.

Более отчетливо выражен по сравнению с региональным послемагматическим метасоматозом низкотемпературный около-трещинный метасоматоз дорудной стадии. Наиболее характерной чертой этого процесса было выщелачивание, так как привноса вещества, за исключением углекислоты и некоторого количества серы, не происходило. Вследствие этого состав гидротермально-измененных пород целиком зависел от первичного состава исходных отложений. В кислых вулканогенных породах происходило замещение полевых шпатов серицитом с образованием кварцево-серицитовых пород. Содержавшиеся в породах в небольших количествах магний и кальций частью выносились, частью фиксировались при вполне подвижном состоянии углекислоты в виде карбоната—анкерита. Железо также входило в анкерит, но, в основном, шло на образование пирита, вкрапленность которого обычна в кварцево-серицитовых породах. 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. На границе между кварцевой и кварцево-серицитовой зонами вследствие изменения режима кислотности—щелочности раствора происходило в некоторых случаях интенсивное отложение пирита в виде значительно более густой вкрапленности, чем в кварцево-серицитовых породах. По мере просачивания в стороны от путей движения растворы нейтрализовались и на некотором удалении от зоны разрывного нарушения выщелачивание затухало и зона кварца и серицита сме-

нялась зоной разложившей вулканогенной породы с сохранившимся в той или иной степени полевым шпатом.

Появление ряда метасоматических зон характерно и при выщелачивании пород среднего и основного состава. В этих случаях мономинеральная кварцевая зона сменяется зоной кварцево-серицитовой породы, иногда содержащей карбонат, та, в свою очередь,—зоной кварцево-серицито-хлоритовых пород, а последняя—зоной кварца с хлоритом и карбонатом. Далее идет разложившая вулканогенная порода среднего или основного состава. Максимальное количество зон наблюдается обычно лишь в вулканогенных породах смешанного состава, таких как, например, туфы и туфовые брекчии кошабертской свиты. В ряде случаев выпадает мономинеральная кварцевая зона и непосредственно к трещинам разрывных нарушений примыкает кварцево-серицитовая зона. Следует подчеркнуть указывавшееся выше довольно слабое развитие гидротермальных кварцитов среди околорудных пород колчеданных месторождений Алавердского района. Типичные же вторичные кварциты, возникающие при контактовом выщелачивании гипабиссальных гранитоидных пород и вулканогенных образований кислого состава и характеризующиеся присутствием высокоглиноземистых минералов, по существу, не обнаружены. В дорудную стадию метасоматоза вулканогенных пород среднего и основного состава часть железа фиксировалась в виде пирита с образованием вкрапленности его мелких кристаллов. Однако крупные концентрации серного колчедана и других более ценных сульфидов возникали в более позднюю рудную стадию метасоматоза.

Рудоотложение, разделявшееся на ряд охарактеризованных ранее этапов, шло также в обстановке околотрещинного метасоматоза, но при еще более низкотемпературных условиях. Для метасоматоза рудной стадии характерны достаточно высокие потенциалы магния и калия в гидротермальных растворах, ограниченная подвижность железа в начале стадии, а затем переход этого элемента в инертное состояние. Специфической особенностью метасоматоза рудной стадии являются также быстрые и резкие изменения режима кислотности и щелочности растворов, связанные с образованием в их составе значительных количеств сульфат-ионов на различных этапах про-

цесса. Привнос магния и железа в начале стадии обусловил значительную роль железо-магнезиального метасоматоза, приводившего к образованию хлоритовых пород в зонах разрывных нарушений, служивших путями движения гидротермальных растворов. При этом здесь же происходила перекристаллизация пирита с образованием крупных его кристаллов и в некоторых участках отложение сплошных серноколчеданных руд. Железо-магнезиальный метасоматоз начала рудной стадии сменился калиевым метасоматозом, в результате которого в зонах разрывных нарушений в ряде случаев образовывались существенно серицитовые породы. Калиевый метасоматоз сопровождал отложение медных, медно-цинковых и полиметаллических руд. Крайним его выражением является образование серицитолитов. Железо при этом метасоматозе вело себя как инертный компонент. Вследствие этого богатые железом сульфиды тяжелых металлов, прежде всего халькопирит и темный сфалерит (марматит), характерные для медно-цинкового этапа рудоотложения, в значительной мере замещали пирит, благодаря чему медноколчеданные и медно-цинковые руды часто оказываются приуроченными к зонам хлоритизации. Конечные этапы рудной стадии отличались резким повышением роли серной кислоты в растворах, возможно связанным с поступлением кислорода с поверхности в зоны рудоотложения с частичным окислением ранее отложенных сульфидов. Это приводило к образованию гипса, залежи которого иногда, как указывалось, находятся близ рудных тел.

Кратко охарактеризованные закономерности в строении толщ гидротермально измененных пород и, прежде всего, явления метасоматической зональности имеют несомненное поисковое значение. Само наличие метасоматических образований дорудной и рудной стадии околотрещинного метасоматоза является важной предпосылкой для постановки поисков колчеданного оруденения. Более конкретную поисковую роль играет связь колчеданных руд с зонами метасоматического кварца, хлоритизации, серицитизации и огипсования.

Рассматривая типы руд и их околорудные изменения вмещающих пород с точки зрения поисков оруденения, необходимо коснуться явлений зональности в распределении различных проявлений минерализации в пространстве и изменений состава

ва руд и характера вмещающих пород в зоне выветривания. В совокупности с другими закономерностями распределения оруденения эти особенности при определенных условиях могут иметь важное поисковое значение. Необходимо сразу же подчеркнуть, что какая-либо зональность в распределении колчеданных месторождений Алавердского района относительно какого-то гипотетического источника рудообразования совершенно отсутствует. Можно говорить лишь о первичной зональности внутри отдельных месторождений и отдельных рудных тел, относящихся к одной колчеданной рудной формации, но представленной различными типами руд. Так, на всех трех крупных месторождениях Алавердского района наблюдается преимущественная концентрация свинцово-цинкового оруденения в самых верхних частях рудоносных толщ, то есть толщ кварцевых порфиров на Ахтале и рудоносного горизонта в Шамлуге и Алаверди. Особенно отчетливо эта закономерность выражена, как указывалось, на Ахтальском месторождении, где барито-свинцово-цинковое оруденение строго локализовано непосредственно на контакте измененных «кварцевых порфиров» с вышележащими вулканогенными породами среднего и основного состава. На Шамлугском месторождении рудные тела свинцово-цинкового состава также приурочены только к верхним горизонтам рудоносной толщи, в то время как диапазон распространения медноколчеданного и серноколчеданного оруденения является гораздо более широким. Такая же картина наблюдается и на Алавердском месторождении, где полиметаллические рудные тела сконцентрированы в верхней части рудоносного горизонта. Хотя эта закономерность и не является универсальной, так как от нее на обоих месторождениях наблюдается большое число отклонений, она имеет определенное значение при перспективной оценке характера оруденения в тех или иных участках. Надо полагать, что такая вертикальная зональность в пределах отдельных месторождений и рудных полей связана с различной подвижностью меди, цинка и свинца и может являться следствием фильтрационного эффекта, как показал Д. С. Коржинский (27).

Большое значение для направления поисковых и разведочных работ может иметь зональность, наблюдающаяся в пределах отдельных рудных тел. Она обусловлена тем, что рудоот-

ложение шло преимущественно метасоматическим путем и, следовательно, представляет разновидность той метасоматической зональности, которая характерна и для околорудных измененных пород. Если взять медноколчеданные рудные тела, то в них обычно наблюдается чередование массивных халькопиритовых руд с полосами пиритовых руд, окаймляющими центральные, сложенные халькопиритом зоны. В одних случаях вместе с пиритом присутствует то или иное количество халькопирита; в других случаях пирит является единственным сульфидом. В некоторых рудных телах наблюдается неоднократно чередование пиритовых и халькопиритовых зон. Иногда же наблюдается лишь одна зона халькопирита, в лежащем и висячем боках которой проходят обогащенные пиритом полосы. Халькопиритовая зона иногда сопровождается метасоматическим кварцем; в зальбандах же этой зоны иногда развивается темно-зеленый хлорит с крупными пентагондодекаэдрическими кристаллами пирита. Пиритовые и халькопиритовые зоны могут протягиваться на довольно значительные глубины по падению, причем эти глубины могут быть для разных зон в одном и том же рудном теле различными. Этим объясняется нередко отмечавшаяся на Алавердском и Шамлугском месторождениях смена медного оруденения с глубиной серноколчеданной минерализацией. Иногда отмечается смена халькопирита пиритом по восстанию, как это, например, видно на Шамлугском месторождении в восстающем 1002, пройденном по жиле № 5 с горизонта—90 м на горизонт—60 м. Картина зонального расположения оруденения в рудных телах усложнялась и затушевывалась неоднократно поступлением рудонесных растворов и связанным с этим пространственным сонахождением проявлений минерализации различных этапов. Отсюда следует, что зональность оруденения может иметь поисковое значение только в совокупности с другими закономерностями в распределении руд.

Касаясь изменений руд и рудовмещающих пород при гипергенных процессах, нужно сказать, что они являются достаточно интенсивными, хотя и ограничиваются небольшой глубиной. Интенсивность гипергенных изменений руд и рудовмещающих пород связана с наличием густой вкрапленности и скоплений пирита, при окислении которого образуется большое

количество такого активного растворителя, как серная кислота. В связи с этим на выходах гидротермально измененные породы, как правило, обесцвечены и даже заохренность в них наблюдается редко. Чаще, чем гидроокислы железа над рудными телами и оруденелыми породами, развиваются карбонаты и гипс в смеси с сульфатами железа. Глубина подзоны выщелачивания различна и на участках с выположенным рельефом может составлять несколько метров. На крутых склонах на поверхность выходят почти не затронутые процессами выветривания гидротермально измененные породы и проявления оруденения. На участках с более или менее пологим рельефом медное оруденение на выходах подвергается окислению с развитием малахита и азурита вместе с некоторым количеством лимонита и неокисленных сульфидов. Вследствие довольно высокой кислотности растворов и быстрой циркуляции грунтовых вод может иногда происходить перенос меди и отложение малахита на некотором удалении от выхода сульфидной руды. Таким переносом меди объясняется то обстоятельство, что иногда непосредственно ниже выхода окисленных медных руд сульфидное оруденение отсутствует.

IV. Структурный контроль оруденения

Благоприятные для локализации оруденения толщи подверглись гидротермальным изменениям и содержат оруденение, как указывалось, не на всей площади распространения, а лишь в отдельных участках. Распределение таких участков в решающей мере определяется их структурным положением и структурными особенностями. Структурные особенности в значительной степени контролируют и размещение отдельных рудных тел в таких участках, то есть в пределах рудных полей и месторождений, а также условия залегания, форму и внутреннее строение рудных тел. Говоря о структурных особенностях района и отдельных рудных полей и месторождений, необходимо иметь в виду совокупность региональных и локальных складчатых форм, различных систем разрывных нарушений и связанных с возникновением складок и разрывных нарушений систем трещин.

Важнейшее значение для Алавердского района и расположенных здесь колчеданных месторождений имеют, как указывалось, складчатые формы, в тесной зависимости от возникновения и развития которых шло формирование наиболее значительных разрывных нарушений и мелкой трещиноватости.

Выше было указано, что главной складчатой структурой Алавердского района является Дебедачайская брахиантиклинальная складка, ось которой вытянута в северо-восточном направлении. В ядре складки выходят эффузивные и пирокластические породы дебедачайской и кошабертской свит, на которых с некоторым несогласием залегают породы кератофирового горизонта, а те, в свою очередь, перекрываются со стра-

тиграфическим несогласием песчаниками байос-бата и осадочно-вулканогенными породами шихтахтской свиты. На крыльях складки, стратиграфически выше, лежат свита пироксеновых порфиринов, *песчаники бата и комплекс отложений верхней юры. Следует отметить, что породы свиты пироксеновых порфиринов выходят и в присводовой части Дебедачайской брахиантиклинали, залегая на песчаниках байос-бата, образующих здесь узкую синклинали субширотного направления. Важное значение для понимания истории формирования структуры района, наряду с другими обстоятельствами, имеет резкая неоднородность литологического состава, наличие стратиграфических перерывов между породами рудоносного горизонта и подстилающими и перекрывающими его толщами и быстрое изменение мощностей отдельных свит на сравнительно небольших расстояниях. На картах изопахит видно, что мощность кошабертской свиты в сводовой части брахиантиклинали составляет около 400 м, а в пределах Алавердского рудного поля и на Шамлугском месторождении, то есть на крыльях складки, измеряется цифрами порядка 80—100 м. Мощность рудоносного горизонта, наоборот, возрастает по направлению от свода к крыльям складки. В присводовой части складки, на юго-западном склоне г. Кызылташ, мощность рудоносного горизонта, представленного здесь туфогенно-осадочными отложениями, составляет около 10—15 м, а на крыльях поднятия на Шамлугском и Алавердском месторождениях достигает 80—100 м.

Дебедачайская брахиантиклиналь представляет пологое поднятие с углами падения на крыльях порядка 10—30°. В сводовой части поднятия углы падения еще более пологие. Дебедачайская брахиантиклиналь осложнена рядом более мелких складчатых форм различных порядков. Хорошо обрисованные складчатые формы, отмечающиеся в пределах Алавердского рудного поля, на Шамлугском и Ахталском месторождениях, располагаются обычно на крыльях поднятия и имеют оси, параллельные крыльям брахиантиклинали. Исключение представляет выполненная песчаниками байос-бата синклинали складка на юго-западном склоне г. Кызылташ. Ось этой синклинали складки направлена почти перпендикулярно к простиранию западного крыла Дебедачайской брахиантиклинали.

Мелкие складки высших порядков, наблюдающиеся нередко в слоистых толщах, ориентированы менее закономерно по отношению к элементам брахиантиклинального поднятия. Последние широко распространены в пределах района, но отличаются обычно небольшими амплитудами и длинами по простиранию и падению. В целом, однако, роль разрывных нарушений и связанных с ними трещин в распределении продуктов магматической и послемагматической деятельности была очень большой. При всем многообразии разрывных нарушений и связанных с ними трещин в районе можно выделить следующие главные их системы: 1) трещины, ориентированные параллельно крыльям Дебедачайского поднятия, 2) трещины, поперечные по отношению к крыльям поднятия, 3) диагональные трещины. Все эти системы трещин возникали в более или менее закономерной связи с формированием Дебедачайского брахиантиклинального поднятия. Это формирование шло в течение длительного времени и отражало основные особенности геотектонического развития всей Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны. Сомхето-Кировабадская зона представляет собою особую структурно-фациальную зону, которая начала формироваться с начала юры и в течение этого периода представляла собою область интенсивного опускания, вследствие чего здесь накопились мощные толщи преимущественно вулканогенных пород юрского возраста. Эта зона, вероятно, была ограничена заложенными еще в домезозойском фундаменте глубинными разломами, движения по которым происходили неоднократно не только в мезозойское, но и в кайнозойское время. Особенно отчетливо выражен глубинный разлом, обрамляющий Сомхето-Кировабадскую зону с юго-запада и отделяющий ее от так называемой складчатой зоны Армении.

В пределах Сомхето-Кировабадской зоны уже в юре, по-видимому, наметился ряд участков относительного воздымания и относительного опускания, большей частью косо ориентированных по отношению к геотектонической зоне в целом. Хотя зона в юре и представляла область интенсивного прогибания, тектонический режим в отдельных участках не был постоянным и колебательные движения меняли свой знак. Так, часть Алавердского района, заключенная между Алавердским,

Шамлугским и Ахтальским месторождениями, с начала юры стала прогибаться и здесь накапливались мощные толщи главным образом вулканогенных пород. Это накопление вулканогенных толщ шло, в основном, в подводных условиях, о чем свидетельствует наличие прослоев туффитов и туфогенных песчаников среди пород дебедачайской и кошабертской свит. Особенно интенсивно прогибался участок близ вершины г. Кызылташ, то есть сводовая часть теперешней Дебедачайской антиклинальной складки, где мощность кошабертской свиты и, вероятно, дебедачайской свиты является максимальной.

Однако уже после отложения пород кошабертской свиты сводовая часть Дебедачайской антиклинальной стала более стабильной, в то время как крылья продолжали интенсивно прогибаться. К такому выводу можно прийти на основании того, что мощность рудоносного горизонта к своду антиклинальной уменьшается вплоть до полного выклинивания. В районе Алавердского месторождения, кроме того, по направлению к своду поднятия, как было отмечено выше, кислые вулканогенные породы рудоносного горизонта замещаются в значительной степени туфогенно-осадочными породами.

Дифференциальные колебательные движения, приведшие уже в байосе к возникновению Дебедачайского брахиантиклинального поднятия, сопровождались возникновением трещин, которые еще тогда частично были заполнены жильными отщеплениями эффузивных магматических очагов и, вероятно, использовались проявлениями послевулканической пневматолито-гидротермальной деятельности. Поскольку в начальные этапы формирования движения являлись радиальными, наиболее хорошо выраженными были системы трещин, простирающие которых совпадало с контурами Дебедачайского поднятия. Так, на западном крыле поднятия, в пределах Алавердского рудного поля, такими хорошо выраженными системами трещин оказались трещины меридионального и северо-западного, но близкого к меридиональному, простираения. На северном крыле поднятия, в Шамлугском рудном поле, наиболее хорошо выраженными в начальные стадии деформации явились трещины широтного и субширотного простираения. В других участках древние «оконтуривающие» трещины имели и другое

простираение: между Алаверди и Шамлугом—северо-восточное, к востоку от Шамлуга и в районе Ахталы—северо-западное. Такие «оконтуривающие» трещины имели характер малоамплитудных взбросов и надвигов, по которым центральные части поднятия надвигались по направлению к крыльям.

Надо полагать, что кроме этих «оконтуривающих» трещин скалывания, возникали также трещины других направлений и, прежде всего, трещины, перпендикулярные к крыльям складки и имевшие, по-видимому, характер трещин разрыва. Эти первоначальные трещины разрыва в Алавердском рудном поле имели близкое к широтному простираение, а в Шамлугском рудном поле направление их было почти меридиональным. Если о байосском возрасте первоначальных трещин разрыва можно говорить, по существу, лишь предположительно, то время возникновения древних «оконтуривающих» трещин скалывания фиксируется более определенно, в особенности в пределах Шамлугского рудного поля, как это будет показано ниже.

Накоплением пород рудоносного горизонта завершился главный среднеюрский цикл вулканической деятельности, вслед за чем наступил некоторый перерыв в формировании разреза и даже частичный размыв продуктов указанного вулканического цикла. В связи с этим, как указывалось, более молодые среднеюрские толщи ложатся на рудоносный горизонт с некоторым несогласием. Промежуток времени между завершением формирования рудоносного горизонта и началом отложения более молодых 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 поднятия, от ее крыльев, так областей прогибания, к возникновению более узких зон прогибания. Одна из таких зон прогибания, имевшая узкую корытообразную форму, наметилась, в частности, в юго-западной части поднятия, где в урочище Верхний Кошаберт в настоящее время прослеживается упомянутая выше широтная полоса развития песчаников байос-бата. Большая неустойчивость юго-западного крыла Дебедачайской антиклинальной складки по сравнению с другими ее частями выразилась и в том, что здесь, в западной части

Алавердского рудного поля, после отложения пород рудоносного горизонта образовался новый центр вулканической деятельности, действовавший вплоть до конца средней юры.

После кратковременного перерыва, наблюдавшегося вслед за отложением пород рудоносного горизонта, началось новое прогибание периферийных частей Дебедачайского поднятия, протекавшее уже в условиях затухания вулканической деятельности. Это прогибание привело к формированию широко распространенной в пределах Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны свиты песчаников байос-батского возраста. Лишь в отдельных участках продолжалась вулканическая деятельность, как, например, в западной части Алавердского рудного поля, где в течение байос-батского времени накопилась довольно мощная и пестрая по составу осадочно-вулканогенная шихтахтская свита. Резкие различия в литологическом составе и, следовательно, в механических свойствах, между нижележащим рудоносным горизонтом и свитой песчаников, с одной стороны, и между свитой песчаников и шихтахтской свитой—с другой, сыграли очень важную роль в формировании структуры как Алавердского района в целом, так и отдельных его частей.

Развитие района в течение верхней юры шло при том же примерно режиме, что и в средней юре, то есть на фоне общего прогибания. Это прогибание охватывало, по-видимому, даже большую площадь, чем в средней юре, и было более постоянным.

После верхней юры во всей Сомхето-Кировабадской геотектонической зоне, в том числе и в Алавердском районе, произошла инверсия геотектонического режима и движения изменили свой знак. Район стал испытывать общее поднятие. В это же время, после отложения пород верхней юры, интенсивно формировались те складчатые структуры, которые были заложены ранее. Дебедачайское брахиантиклинальное поднятие приобрело черты близкие к современным. Движения в после-верхнеюрское время вызывались тангенциальными усилиями, которые, очевидно, были направлены с северо-запада на юго-восток и с юго-востока на северо-запад.

Эти усилия привели к образованию не только складчатых форм, но и связанных с ними разрывных нарушений и мелкой

трещиноватости. Характер разрывных нарушений и трещин и их направления отличались от характера трещин, возникавших на первых этапах формирования Дебедачайской брахиантимальной складки. 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. Разрывные нарушения этого направления, возникшие в результате сколовых движений по ориентированным относительно большой оси эллипсоида деформации круговым сечениям, имеют, как правило, небольшую амплитуду смещения. Движения по ним выражались небольшими взбросами, взбросо-сдвигами, реже надвигами.

Лишь в отдельных участках, как, например, в пределах Алавердского рудного поля, где вновь образовавшиеся сколовые трещины совпадали по направлению с ранее сформированными «оконтуривающими» трещинами близкого к меридиональному простирания, могли возникать разрывные нарушения значительной амплитуды. В пределах Алавердского рудного поля возникновению такого довольно крупного разрывного нарушения, представленного надвигом, способствовало и наличие двух сильно отличающихся по механическим свойствам, но разновозрастных толщ — свиты песчаников байосбата и шихтахтской свиты. Именно по контакту этих толщ в значительной мере и произошло надвигание западного блока по направлению к востоку.

На этом же этапе деформации при северо-западном и юго-восточном направлении усилий возникали, вследствие сильной механической неоднородности среды и связанных с этой неоднородностью движений относительно средней оси эллипсоида деформации, и сколовые трещины северо-западного простирания. Движения по трещинам северо-западного простирания носили, в основном, характер сдвигов, также обладавших небольшими амплитудами смещения. Наряду с трещинами скалывания формирование Дебедачайской складки сопровождалось образованием и трещин разрыва. Такие трещины разрыва, обладавшие, как правило, крутым падением и близким к широтному простиранием, большей частью накладывались на ранее возникшие системы трещин, то есть в пределах Алавердского

рудного поля они совпадали с древними трещинами разрыва, а на Шамлуге—с «оконтуривающими» трещинами скалывания. Надвиги, взбросы и взбросо-сдвиги северо-восточного простиранья, а также северо-западные сдвиги сопровождались образованием значительного количества оперяющих трещин, сопрягавшихся с главными трещинами по падению или простиранью.

Складкообразовательные движения конца верхней юры или нижнего мела привели не только к формированию Дебедачайского брахиантуклинального поднятия и сингенетичных с ним разрывных нарушений и трещин, но и мелких складок, осложняющих крылья брахиантуклинали. Эти складки вообще ориентированы различно по отношению к оси брахиантуклинали. На Ахталском месторождении ось небольшой антуклинали имеет северо-западное простиранье. В Шамлугском рудном поле, где мелкие складчатые формы выражены недостаточно отчетливо, они обладают большей частью незамкнутыми контурами, имея характер флексурообразных перегибов, структурных «носов» и, реже, куполовидных поднятий. Оси этих структурных «носов» ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, то есть почти перпендикулярно простиранью северного крыла Дебедачайской брахиантуклинали. В пределах Алавердского рудного поля простиранья мелких складок, осложняющих крыло брахиантуклинали, совпадают с простираньем этого крыла.

Возникновение всех этих мелких складчатых форм в значительной мере связано с образованием разрывных нарушений. Чтобы пояснить свою мысль, напомним ранее приводившееся указание на сильную механическую разнородность вулканогенных толщ низов стратиграфического разреза, с одной стороны, и толщи песчаников байос-бата—с другой. Первые, то есть дебедачайская свита, кошабертская свита и рудоносный горизонт, сложены преимущественно жесткими и хрупкими породами, в которых разрядка динамических напряжений выражалась преимущественно в появлении разрывных нарушений. Песчаники же 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, как это, на-

пример, наблюдается в верхнем течении Алавердского ручья в северной части Алавердского рудного поля. Таким образом, мелкие складки, структурные «носы» и флексуриобразные перегибы нередко являются отражением тех разрывов, которые проходят в залегающих ниже толщах хрупких пород. Наряду с этим, однако, часть мелких складок на крыльях Дебедачайской брахиантиклинали, по-видимому, возникла вне зависимости от разрывных нарушений в результате неравномерного изгиба и скольжения одних слоев относительно других. В том случае, если свита или 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 появление, в процессе складчатости, плоскостей отслаивания и зон межформационного и внутриформационного дробления и рассланцевания. Особенно широко такие зоны отслаивания и рассланцевания развивались на контакте рудоносного горизонта и песчаников байос-бата в тех местах, где рудоносный горизонт сложен почти целиком кислыми вулканогенными породами, как это наблюдается на Шамлуге. Этому способствовало и несогласное залегание песчаников на рудоносном горизонте. Зоны отслаивания и рассланцевания возникали, однако, не только на контакте песчаников и рудоносного горизонта, но вследствие того же несогласного залегания и различия в механических свойствах в пределах Алавердского рудного поля они развивались на контакте рудоносного горизонта и шихтахтской свиты. При этом, однако, более легкие зоны расслоения и рассланцевания образовались там, где в контакт с рудоносным горизонтом приходили горизонты слоистых туфогенных пород или туфогенных песчаников шихтахтской свиты. Связанное со складчатостью отслаивание и рассланцевание в больших масштабах происходило, очевидно, и на контакте ахтальских «кварцевых порфиоров» и перекрывающих их средних и основных пород дебедачайской свиты. Такие зоны отслаивания и рассланцевания характеризуются появлением глинки трения, распространенной, правда, не по всей зоне, а лишь в отдельных ее участках, и образованием более или менее тонко рассланцованных пород мощностью от

нескольких сантиметров до нескольких метров. Наиболее интенсивное отслаивание и перетиранье, вероятно, происходило на склонах выступов и впадин контакта, где существовали наибольшие возможности проскальзывания одних блоков относительно других, а также в местах наибольшего развития разрывных нарушений и трещин.

Из вышеизложенного следует, что структура Алавердского района в целом и отдельных его участков уже в мезозойское время, после отложения пород верхней юры, являлась достаточно сложной и имела близкие к современным особенности. Эти особенности структуры, наряду со стратиграфо-литологическими факторами, сыграли важнейшую роль в формировании и распределении интрузивных и жильных комплексов и в распределении проявлений послемагматической деятельности, протекавшей в конце верхней юры или в нижнем мелу. Интрузивная магматическая деятельность, как указывалось, в мезозойское время выразилась во внедрении кварцевых диоритов и гранодиоритов и сложной серии жильных и пипабиссальных пород основного, среднего и кислого состава и сопровождалась интенсивной и неоднократной циркуляцией гидротермальных растворов. Внедрение интрузивных и жильных пород происходило на фоне формирования складчатых и разрывных нарушений, вследствие чего различные типы интрузивных и жильных пород используют для локализации различные структурные элементы. Ниже мы остановимся подробнее на этом вопросе.

Описанная важная стадия формирования структуры района и связанная с ней мощная интрузивная магматическая деятельность протекали на фоне вздымания Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны, которое продолжалось вплоть до сеномана. В связи с этим на всей этой территории, так же как и на большей части всего Малого Кавказа, отложения нижнего мела отсутствуют. Относительно приподнятым участком оставался Алавердский район и в верхнемеловое время, когда вулканическая деятельность и осадконакопление шли к северо-востоку и юго-западу от Сомхето-Кировабадской зоны. В пределах же Алавердского района, как отмечалось выше, отложения верхней юры на склонах горы Лалвар с угловым несогласием перекрываются непосредственно базальными конгломератами.

тами среднего эоцена. Надо полагать, что породы верхнего мела, достаточно широко распространенные севернее, в Грузии и Ноемберянском районе Армении, в частности в контакте с Кохбской интрузией кварцевых диоритов и гранодиоритов, в Алавердском рудоносном районе не отлагались и новый этап прогибания здесь начался лишь в среднем эоцене. Эоценовое время вообще ознаменовалось интенсивным прогибанием геосинклинали Малого Кавказа. Однако в Сомхето-Кировабадской зоне прогибание шло, по-видимому, лишь в отдельных участках, чередовавшихся с консолидированными, ранее приподнятыми участками. В конце эоцена вся Сомхето-Кировабадская зона испытала новое, очень интенсивное поднятие и сильные складкообразовательные движения, которые, вероятно, происходили при ином плане деформации, чем в мезозойское время.

В Алавердском районе эти усилия привели 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 ($C3\ 300-330^\circ$) простирания, движения по которым выражались в форме взбросов. Иногда эти нарушения, вероятно, совпадали с ранее возникшими сдвиговыми нарушениями северо-западного направления, иногда же отклонялись от них на некоторый угол. Сдвиговые же движения происходили по трещинам северо-восточного, близкого к меридиональному, простирания. Менялось и положение трещин разрыва, которые могли совпадать с возникшими прежде трещинами скола. В результате всего этого структура стала еще более сложной; в особенности это относится к более древним среднеюрским вулканогенным толщам, где, вследствие хрупкости пород, главным образом и происходило образование трещин и локализовалась поэтому большая часть проявлений интрузивной 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. Они ориентированы незакономерно по отношению к элементам

Дебедачайской брахиантиклинальной складки и имеют различные направления. На Шамлуге большая часть этих поздних, послерудных, сбросов имеет меридиональное простирание, в Алавердском рудном поле—широтное. Однако часто послерудные сбросы использовали ранее возникшие ослабленные направления, по которым происходили неоднократные движения. Вследствие этого нередко послерудные нарушения совпадают по простиранию с прежними взбросами и сдвигами и замаскировывают характер движений по ним.

Изложив краткую схему истории формирования структуры Алавердского района, мы перейдем к характеристике структур рудных полей и месторождений.

Структурные особенности Алавердского рудного поля являются, пожалуй, наиболее сложными во всем Алавердском районе (рис. 6). Это объясняется, прежде всего, пестротой стратиграфо-литологического разреза рудного поля, отличающегося сложными фаціальными замещениями разнородных горизонтов и свит, что обуславливало появление в процессе многоэтапного формирования структуры различных разрывных нарушений и складчатых форм. Главными среди последних 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, простирания, идущую примерно вдоль русла р. Лалвар. В ядре складки выходят породы дебедачайской свиты; восточное крыло сложено породами кошабертской свиты, а на западном крыле, кроме них, наблюдаются более молодые породы рудоносного горизонта и шихтахтской свиты. Углы падения на крыльях пологие и не превышают 20—30°.

Севернее, в районе большого бремсберга, ось складки погружается и антиклиналь сменяется узкой, сложенной породами кошабертской свиты синклиналью, отделяющей манесскую антиклинальную складку южной части рудного поля от Алавердской антиклинали, проходящей вдоль русла Алавердского ручья в центральной и северной частях рудного поля. Ось Алавердской антиклинальной складки имеет северо-восточное субмеридиональное простирание; в истоках Алавердского ручья ось складки погружается к северу. Примерно параллельно оси складки в ее сводовой части проходит упоми-

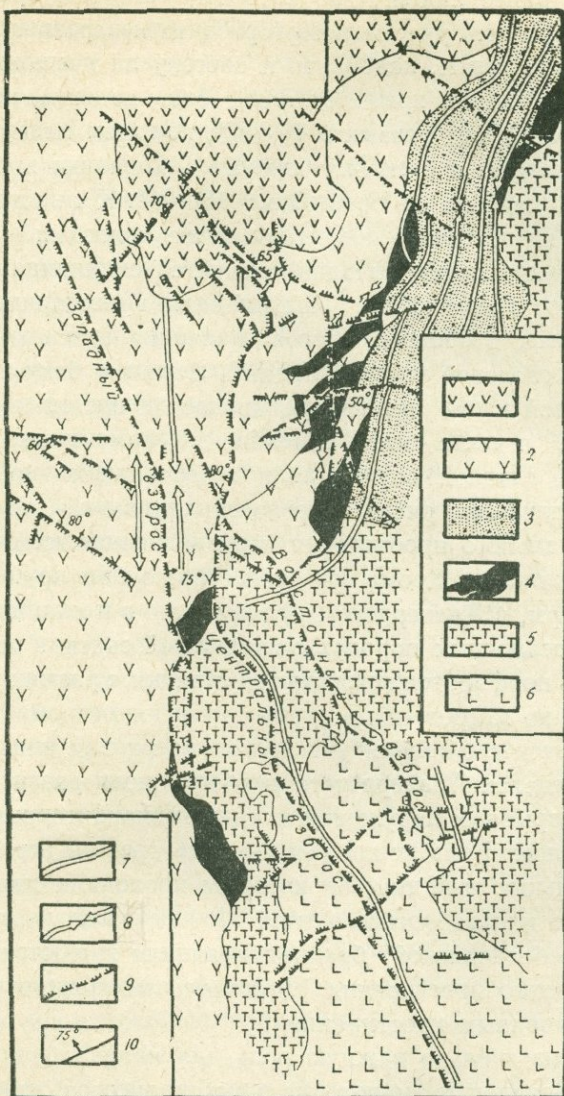


Рис. 6. Схема структуры Алавердского месторождения.

- 1) Свита пироксеновых порфиров; 2) шикхатская свита; 3) алавердская свита; 4) рудоносная свита; 5) кошабертская свита; 6) дебедачайская свита; 7) оси антиклиналей; 8) оси синклиналей; 9) сбросы и взбросы (штриховкой обозначено опущенное крыло); 10) надвиги (стрелка стоит на надвинутом крыле).

навшийся ранее надвиг, по которому западное крыло, сложенное породами рудоносного горизонта и перекрывающей их шихтахтской свиты, надвинуто к востоку на песчаники байосбата. На западном крыле складки, близ надвига, породы падают на запад под углами в $40-50^{\circ}$, но затем падение быстро выполаживается и в скалах южного окончания хребта Шихтахт углы падения не превышают $15-20^{\circ}$. К западу падение меняется на восточное под такими же пологими углами, то есть антиклинальная складка сменяется синклиналью.

На восточном крыле антиклинали в песчаниках также наблюдается, в общем, пологое падение, за исключением узкой околосводовой части складки в лежащем боку надвига. В присводовой части песчаники падают на восток под углами до $40-50^{\circ}$ и часто смяты в мелкие дисгармоничные складки. Восточнее главной антиклинали в песчаниках наблюдаются две параллельные очень пологие синклинальные складки субмеридионального простирания и разделяющая их очень пологая антиклиналь. Кроме этих более или менее крупных складчатых форм, в Алавердском рудном поле в песчаниках и в туфогенно-осадочных породах шихтахтской свиты и свиты пироксеновых порфиритов встречаются складки с размахом крыльев в несколько метров или в первые десятки метров, не прослеживающиеся сколько-нибудь далеко вверх или вниз по разрезу. В пределах Алавердского рудного поля развиты все системы разрывных нарушений и трещин, характерные для района в целом. Роль «оконтуривающих» трещин играют субмеридиональные трещины, по которым проходили движения надвигового или взбросового типа. Поперечными по отношению к крылу Дебедачайской брахиантиклинали являются трещины субширотного простирания. Диагональные трещины обладают северо-западным простиранием.

Исключительно важную роль для направления и локализации проявлений гидротермальных процессов и оруденения сыграл отмеченный выше надвиг, представляющий собой довольно сложное разрывное нарушение близкого к меридиональному простирания. По простиранию надвиг прослеживается примерно на два километра. К югу он уходит к месторождению Акори, а на север по развитой вдоль него зоне гидротермальных изменений прослеживается до истоков Алавердского

ручья, а дальше скрывается под отложениями шихтахтской свиты. Как показывают наблюдения, движения надвигового типа происходили как по нижнему контакту рудоносного горизонта, то есть по контакту с песчаниками байос-бата и кошабертской свитой, так и по контакту рудоносного горизонта с шихтахтской свитой. На глубине в несколько сот метров обе ветви надвига, вероятно, затухают. В центральной части месторождения характер надвига еще более сложный; здесь наблюдаются три ветви надвига, обуславливающие появление трех надвинутых друг на друга чешуй. В западной чешуе выходят неизменные кератофиры, их лавовые и вулканические брекчии, две другие чешуи сложены весьма интенсивно измененными породами рудоносного горизонта, разделенными друг от друга крупным блоком неизменных пород шихтахтской свиты, получившим еще у французских геологов наименование «зеленокаменного массива». К востоку от «зеленокаменного массива» блок гидротермально измененных пород рудоносного горизонта известен под названием «первого расширения», западнее массива расположено так называемое «второе расширение», а севернее «второго расширения» находится «третье расширение» рудоносного горизонта, представляющее уже северную часть рудного поля.

В южной и западной частях рудного поля разрывные нарушения близкого к меридиональному простирания являются крутопадающими и имеют, в большинстве случаев, характер взбросов, но иногда наблюдаются и нормальные сбросы. Последнее связано, по-видимому, с повторными, более поздними, движениями обратного направления по поверхностям ранее возникших взбросовых нарушений. Этими повторными движениями объясняется, вероятно, и наблюдающееся местами смещение меридионального надвига нарушениями типа взбросов.

В южной части рудного поля наблюдаются три крупных параллельных друг другу взброса, сопровождающихся довольно широкими полосами гидротермально измененных пород дебедачайской и кошабертской свит. Западный взброс идет по правому склону долины р. Лалвар, центральный взброс протягивается примерно вдоль русла реки вплоть до большого

бремсберга, затем идет вдоль него и недалеко от бывшего завода переходит в породы шихтахтской свиты. Очень отчетливо выражен восточный взброс, сопровождающийся широкой полосой гидротермально измененных пород, протягивающейся от западной оконечности рудничного поселка по левому склону долины р. Лалвар вплоть до поселка Кацоцк. Наблюдается, кроме того, ряд более мелких нарушений взбросового типа.

Несколько особняком стоят разрывные нарушения взбросового типа, проходящие по обоим склонам долины р. Лалвар выше устья рч. Жанг. Эти нарушения имеют близкое к широтному простирание, представляя, вероятно, оперяющие западное взбросовое нарушение трещины. Возникновение их может быть связано с резкой неоднородностью, так как на этом участке породы шихтахтской свиты представлены грубообломочными вулканическими брекчиями и агломератами с потоками и небольшими покровами андезитовых порфиритов. Эта неоднородность среды обуславливала, по-видимому, возникновение местных напряжений, вызывавших деформацию в плане, отличающемся от генерального.

Вторая система разрывных нарушений в Алавердском рудном поле представлена сдвигами и взбросо-сдвигами северо-западного ($SZ\ 300-330^\circ$) простирания. Эти сдвиги, распространенные преимущественно в западной и северной частях рудного поля, обладают обычно небольшой длиной по простиранию и небольшой амплитудой смещения. Обычно они являются крутопадающими. Исключение представляют 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. Разрывные нарушения северо-западного простирания также сопровождаются зонами гидротермально измененных пород, имеющими, однако, как правило, меньшую ширину, чем вдоль разрывных нарушений меридионального и северо-восточного простирания. В некоторых случаях трещины разрывных нарушений северо-западного простирания выполнены баритовыми и карбонатными жилами или дайками жильных пород.

Очень широким распространением в Алавердском рудном поле пользуются 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. Эти трещины обладают, как правило, близким к вертикальному падением. Иногда дайки, выполняющие субширотные трещины, сопровождаются зонами гидротермального изменения, обычно небольшой протяженности. В большинстве случаев вдоль трещин широтного и субширотного простирания не наблюдается никакого смещения, что вполне соответствует характеру этих трещин, как трещин разрыва.

Иногда, однако, встречаются и разрывные нарушения близкого к широтному простирания. Они представляют собою нормальные сбросы, обычно с небольшой амплитудой смещения, не превышающей нескольких метров или, реже, первых десятков метров. В длину эти сбросы также обычно измеряются небольшими величинами—десятками и первыми сотнями метров. Весьма интересно то, что в южной части Алавердского рудного поля по сбросам ступенчато опущены северные крылья, а в северной части рудного поля, наоборот, опущенными являются южные крылья. Вследствие этого относительно опущенным является участок рудного поля в нижнем течении Алавердского ручья и близ рудничной колонии. Образование этих сбросов, как отмечалось, относится, вероятно, уже к завершающим стадиям формирования структуры рудного поля и месторождения. Необходимо отметить, что, кроме наиболее распространенных сбросов широтного или близкого к широтному простирания, в пределах Алавердского рудного поля наблюдаются и сбросы других направлений, идущие по ранее ослабленным линиям, по которым на ранних этапах деформации движения носили другой характер.

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 и в характере мелкой трещиноватости, систематизировать которую позволяют массовые замеры. Эти заме-

ры иллюстрируют преобладание в пределах рудного поля определенных систем трещин и различия в их распределении в зависимости от положения того или иного участка по отношению к крупным разрывным нарушениям и к элементам складок, а также различия в характере трещиноватости и ее интенсивности в зависимости от литологического состава различных толщ. Так, в порфиритах дебедачайской свиты в своде антиклинальной складки южной части рудного поля отчетливо выражены следующие системы трещин: 1) трещины близкого к меридиональному простирания с падением на запад под углами в $50-70^\circ$, 2) трещины северо-восточного (СВ $40-50^\circ$) простирания и 3) крутопадающие трещины близкого к широтному простирания.

На западном крыле той же складки развиты, по существу, те же системы трещин, что и в своде антиклинали. Широким развитием этих трещин обусловлено сильное развитие здесь зон гидротермального изменения, приуроченных преимущественно к трещинам близкого к меридиональному простирания, и особенно большое распространение даек жильных пород различного состава и различного возраста. В меньшей степени дайки жильных пород использовали при внедрении трещины меридионального и северо-восточного простирания.

На восточном крыле складки, осложненном взбросом близкого к меридиональному простирания, резко выражено преобладание субмеридиональных трещин с близким к вертикальному падению. Широтных же трещин разрыва здесь почти не наблюдается, в связи с чем на этом участке уменьшается и количество даек жильных пород. На северном погружении складки в породах кошабертской свиты наиболее отчетливо выражены субширотные трещины разрыва, выполненные дайками жильных пород. Близ крупных разрывных нарушений отчетливо наблюдаются также трещины меридионального и северо-западного простирания.

В породах рудоносного горизонта в центральной части рудного поля в сводовой части складки нет отчетливо выраженных максимумов трещин; наблюдаются трещины меридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Широтных же трещин почти не наблюдается. Возможно,

этим объясняется слабое развитие даек жильных пород в рудоносном горизонте.

Та же картина трещиноватости сохраняется в рудоносном горизонте и на южном замыкании складки, по существу, на западном крыле ее. В последнем случае наиболее многочисленными трещинами являются трещины меридионального и северо-западного простирания. В песчаниках в сводовой части антиклинали и на ее восточном крыле резко преобладают пологие трещины расслоения. Из крутопадающих трещин наиболее отчетливо выражены трещины северо-западного простирания, обусловленные появлением иногда более крупных разрывных нарушений этого направления. Вдоль этих трещин, как указывалось, местами развиваются зоны гидротермального изменения.

В шихтахтской свите характер трещиноватости, вследствие резкой неоднородности ее состава, является гораздо более сложным. Однако при этом главные системы трещин сохраняются. Так, в породах нижних горизонтов шихтахтской свиты преобладающим распространением пользуются крутопадающие субширотные трещины разрыва (чем обусловлено появление довольно значительного количества даек жильных пород), такие же крутопадающие северо-восточные и северо-западные трещины и пологие трещины расслоения с падением на восток. В верхних горизонтах шихтахтской свиты наиболее отчетливо проявились трещины северо-западного и северо-восточного простирания, обладающие крутым падением. Иногда наблюдаются две сопряженные системы трещин этих направлений. В этих случаях одна система трещин северо-западного простирания падает на юго-запад, другая — на северо-восток; для трещин северо-восточного простирания наблюдается соответственно падение на юго-восток и северо-запад. Нередко однако наблюдается лишь по одной системе трещин северо-западного и северо-восточного простирания. Кроме этих трещин, в отдельных участках встречаются широтные крутопадающие трещины разрыва, меридиональные трещины скола и пологие трещины расслоения.

В гидротермально измененных породах шихтахтской свиты в районе слияния рек Лалвар и Жанг отчетливо проявляются максимумы трещин меридионального, северо-западного и

широтного простирания, что находится в соответствии с развитыми здесь разрывными нарушениями этих направлений.

Обращаясь к трещиноватости свиты пироксеновых порфиров, имеющей, как указывалось, также среднеюрский возраст, следует отметить преобладание трещин меридионального простирания с падением на запад, широтных трещин с падением на север и трещин северо-западного простирания. По существу, здесь сохраняются те же системы трещин, что и в более древних толщах, так как и свита пироксеновых порфиров и эти более древние толщи относятся к одному структурному этапу.

В противоположность этому в базальных конгломератах эоцена, выходящих на склонах горы Лалвар к западу от Алавердского рудного поля, характер трещиноватости сильно отличается от характера трещиноватости в юрских породах. В конгломератах развиты крутопадающие меридиональные трещины с падением на запад и пологие широтные трещины с падением на юг. Сохраняются лишь трещины северо-западного простирания, представленные двумя сопряженными системами с крутым падением на северо-восток и юго-запад.

Охарактеризовав структурные элементы и, в том числе, трещиноватость в пределах Алавердского рудного поля, необходимо более подробно остановиться на их роли в распределении проявлений позднемагматической и послемагматической деятельности и, главным образом, на их роли в локализации рудных тел и их морфогенезисе.

Наиболее интенсивные и обширные гидротермальные изменения, как отмечалось, наблюдаются вдоль наиболее древних трещин меридионального простирания, сопровождающихся различными оперяющими трещинами. По этим оперяющим трещинам также могли циркулировать гидротермальные растворы, действие которых приводило к изменениям боковых пород, вследствие чего зоны гидротермального изменения в целом приобретали большую мощность. Менее мощные зоны гидротермального изменения наблюдаются вдоль разрывных нарушений северо-западного простирания. Еще менее мощные малопротяженные зоны гидротермального изменения приурочены к трещинам близкого к широтному простирания. 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, часто сопровождающиеся оперяющимися трещинами, и, особенно, где они пересекают благоприятные для метасоматоза толщи, гидротермальные изменения захватывают большие площади.

Исключительно велика роль структурных элементов и, прежде всего, разрывных нарушений в локализации жильных пород. Жильные породы использовали для своего внедрения, по существу, все системы трещин тектонического происхождения, начиная от самых древних и кончая самыми молодыми. Наиболее древние дайки жильных пород, большей частью связанных с эффузивной магматической деятельностью, внедрялись как в меридиональные, так и в широтные трещины. В последних локализовалось и большинство даек жильных пород, связанных с интрузивной магматической деятельностью как предверхнемелового, так и предолигоценового цикла. При этом можно иногда наблюдать как разновозрастные дайки внедрялись в одну и ту же трещину; в этих случаях более молодые дайки обычно идут в зальбандах более древней дайки (рис. 7). Реже более молодая дайка идет в центральной части древней дайки или пересекает ее под некоторым углом, переходя из одного зальбанда в другой.

Морфологические особенности даек, приуроченных к трещинам широтного простирания, являются двойственными. В большинстве случаев широтные дайки короткие, невы-

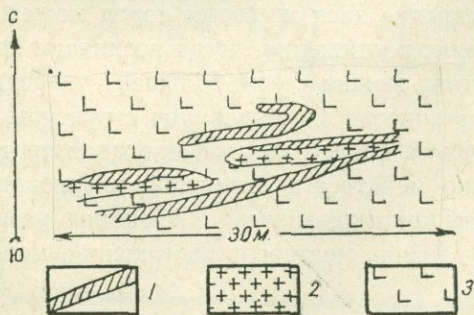


Рис. 7. Развитие даек габбро-диабазов в зальбандах более древней дайки микроплагиогранитов.

1) Габбро-диабазы; 2) микроплагиограниты; 3) андезитовые порфи-
риты.

держанные по простиранию и падению и обладают близким к вертикальному падением. Иногда, однако, встречаются дайки широтного простирания, протягивающиеся на сотни метров и первые километры и обладающие выдержанной мощностью. Эти различия в морфологических особенностях широтных даек связаны, очевидно, с двойственным характером широтных и субширотных трещин, которые на определенных этапах формирования структуры, как отмечалось, представляли трещины разрыва, а позже могли приобрести характер трещин скалывания. Наиболее молодая система трещин—трещины северо-западного простирания—также использовалась дайками жильных пород при их внедрении. К трещинам северо-западного простирания приурочены преимущественно дайки самых молодых жильных пород—послерудных габбро-диабазов. Возникавшие в процессе деформации в результате межформационных и интратектонических движений трещины расслоения и рассланцевания также использовались жильными породами. В них внедрялись преимущественно породы кислого состава, образовавшие пластовые интрузии различной мощности. В некоторых случаях одно и то же тело жильных пород выполняло как крутонадающую секущую трещину, так и пологие трещины расслоения. В других случаях дайка может обладать крутым падением в нерасслоенных эффузивах и пирокластах и менять его на пологое, но секущее залегание в слоистых туфогенных песчаниках, как это иногда наблюдается в западной части рудного поля среди пород шихтахтской свиты. Имея в виду, что внедрение даек жильных пород может происходить лишь в условиях растяжения, когда возникают открытые трещины и пустоты, можно с еще большей уверенностью говорить о многоэтапности формирования структуры рудного поля и района в целом, причем на разных этапах тектонический режим мог резко меняться и возникшие в условиях сжатия сколовые трещины приоткрывались, а трещины разрыва, образовавшиеся в условиях местного растяжения, могли оказаться закрытыми.

Как отмечалось, наиболее интересные и важные в промышленном отношении рудные тела штокового типа были сосредоточены в центральной части рудного поля, в пределах так

Составил П. Ф. Сопко

Стратоизогипсы через 25 м

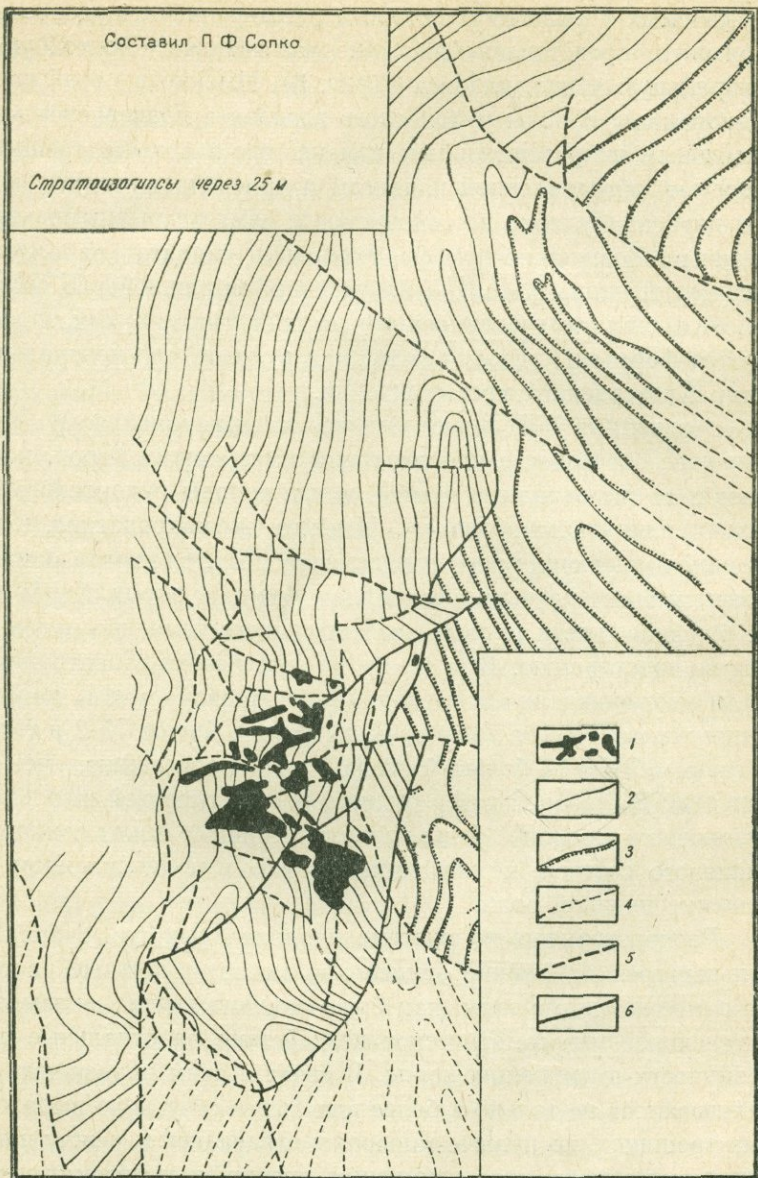


Рис. 8. Схематическая карта изогипс кровли рудоносной свиты центральной части Алавердского месторождения.

1) Проекция рудных тел на горизонтальную плоскость; 2) стратоизогипсы западной части рудоносной свиты (кератофиры, их туфы и вулканические брекчи); 3) стратоизогипсы восточной части рудоносной свиты (туфы и туфогенные известковистые песчаники); 4) воздушные стратоизогипсы; 5) надвиги; 6) взбросы, сдвиги и сбросы.

называемых «первого» и «второго расширений» рудоносного горизонта, представляющих, как указывалось, восточную и центральную чешуи надвига (рис. 8). Именно в этой части рудного поля породы рудоносного горизонта подверглись максимальным гидротермальным изменениям в связи с трещиноватостью, обусловленной надвигом и ориентированными косо или перпендикулярно по отношению к нему разрывными нарушениями. Возникшие при формировании надвига параллельные ему трещины расщепления сыграли важнейшую роль и в локализации колчеданного оруденения, так как ими определяются формы и условия залегания рудных тел центральной части Алавердского месторождения.

Эти рудные тела имеют близкое к меридиональному простирание, согласное с простиранием вмещающих пород, и падают в те же западные румбы, как и породы рудоносного горизонта и шихтахтской свиты. Имея то же направление, что и падение вмещающих пород, падение рудных тел иногда, однако, является более крутым, чем падение боковых пород. 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 жилкообразные залежи (Нор Филон, Филон № 2 и т. д.), которые обладали большей длиной по простиранию, чем по падению. В северной части рудного поля в гипсовой штольне в рудоносном горизонте были развиты типичные жилы свинцовоцинкового состава, не игравшие, однако, в промышленном отношении никакой роли.

Распространяясь по системе параллельных или субпараллельных трещин, несшие оруденение гидротермальные растворы одновременно с этим, как было описано выше, оказывали интенсивное метасоматическое воздействие на отдельные разновидности вмещающих пород. В связи с этим 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 играло экранирующее влияние отдельных перекрывающих рудоносный горизонт разностей пород и, прежде всего, таких, как туфогенные песчаники и эффузивы среднего и основного состава. Это экранирующее влияние усиливалось присутствием глинки трения, возникавшей на контакте или близ контакта рудоносного горизонта с шихтахтской свитой в результате межформационных движений. Именно близ этого контакта, а иногда непосредственно на контакте и локализовались все крупные рудные тела центральной части Алавердского месторождения. Экранирующее влияние пород шихтахтской свиты еще более отчетливо видно, если учесть, что отдельные рудные тела (штоки Премьер Регион, Фант) сформировались в лежащем боку упоминавшегося ранее «зеленокаменного массива».

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 к простиранию рудоносного горизонта трещин разрыва и, в особенности, трещин скола близкого к меридиональному или северо-западного 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 рудоносном горизонте или использовали широтные трещины разрыва.

Этим и объясняется появление, наряду с сосредоточенными в рудоносном горизонте пологозалегающими телами штокового типа, крутопадающих жил и жиллообразных тел, а также зон прожилково-вкрапленного оруденения. Такие крутопадающие тела были встречены выработками шахты № 3 на нижних горизонтах Алавердского месторождения. Разработке подвергались три крутые, почти вертикальные, кварцево-халькопиритовые жилы с очень высоким содержанием меди, обладавшие широтным простиранием, и зоны прожилково-вкрапленного оруденения, получившие название штокверков. Большая часть этих проявлений жильного и штокверкового типа на-

ходила среди пород кошабертской свиты, хотя некоторые были приурочены и к породам рудоносного горизонта, но на некотором удалении от контакта с шихтахтской свитой.

Такие же рудопроявления жиллообразной формы с крутым падением следует ожидать и в других частях рудного поля среди пород рудоносного горизонта и кошабертской свиты, где развиты разрывные нарушения северо-западного и широтного направлений или параллельные субмеридиональным разрывным нарушениям трещины. В частности, такие крутопадающие рудопроявления подсечены буровыми скважинами, пройденными в последнее время в западной части рудного поля, в районе слияния рек Лалвар и Жанг. Большей частью они приурочены к породам рудоносного горизонта, но могут находиться и в нижележащих породах кошабертской свиты, а также и в перекрывающих породах шихтахтской свиты, в которых здесь в связи с широтными, меридиональными и северо-западными разрывными нарушениями широко проявились гидротермальные изменения. Такие крутопадающие рудопроявления могут иметь на этом участке как меридиональное, так и широтное простирание. Нахождение пологих рудных тел здесь маловероятно, но не исключено; они могут, по-видимому, быть встречены под покрывкой малопроницаемых туффилов шихтахтской свиты, резко контактирующих с гидротермально измененными породами нижнего вулканогенного горизонта этой же свиты. В основном же, в южной части месторождения среди пород рудоносного горизонта и кошабертской свиты могут встречаться крутопадающие рудные тела, причем многие из них могут иметь промышленное значение.

Отчетливо проявилась роль структурных элементов и, прежде всего, трещинной тектоники в локализации медного оруденения в южной части рудного поля среди эффузивных пород дебедачайской свиты. Развитые здесь жилы и зоны вкрапленного оруденения оказываются приуроченными к различным системам трещин. Иногда они имеют широтное простирание, причем в некоторых случаях идут вдоль контактов дорудных даек жильных пород. Встречаются также жилы и зоны меридионального простирания и, наконец, жилы северо-западного простирания. Однако все эти рудопроявления, вследствие неблагоприятного для рудоотложения состава пород дебедачай-

ской свиты, как указывалось, имеют непромышленный характер.

Говоря о роли северо-западных трещин как самых поздних элементов дорудной трещинной тектоники, необходимо указать, что к ним приурочены завершавшие процесс формирования месторождения баритовые, кварцево-баритовые и кварцево-карбонатные жилы, встречающиеся среди пород всех свит. Однако такие же жилы в некоторых случаях имеют меридиональное или широтное простирание. Выше было отмечено, что с разрывными нарушениями северо-западного простирания связаны отдельные зоны гидротермального изменения в породах шихтахтской и алавердской свит, а также среди верхнеюрских отложений, что лишнее раз свидетельствует об относительно более молодом, в общем, возрасте этих трещин. В целом же для Алавердского рудного поля характерна локализация разновозрастных, но обычно одинаковых по составу рудопроявлений в одних и тех же системах трещин, что связано с неоднократным приоткрыванием этих трещин, заложенных еще на первых этапах деформации.

Переходя к характеристике структуры Шамлугского месторождения, нужно сказать, что мы располагаем достаточно определенными данными о структурных его особенностях и их роли в локализации оруденения и морфогенезисе рудных тел. Эти данные получены не только в результате проводившегося прежними исследователями и нами изучения геологического строения поверхности Шамлугского месторождения и прилегающего к нему с юга Бендикского участка, но и в результате специально предпринятого выборочного подземного картирования, анализа документации горных выработок и буровых скважин и массовых замеров трещиноватости, проведенных в различных пунктах поверхности месторождения и горных выработок. До настоящего времени наиболее разработанной являлась схема структуры Шамлугского месторождения, предложенная Н. Я. Монаховым. Проведенные нами исследования показывают, что эта схема в большинстве своих принципиальных установок правильна, однако требует коррективов, дополнений и более тесной увязки со структурой Алавердского рудоносного района в целом. Эти уточнения и допол-

нения отражены в предлагаемой нами схеме структуры месторождения.

Главные особенности структуры Шамлугского месторождения определяются положением месторождения на северном крыле Дебедачайского брахиантиклинального поднятия и различиями в механических свойствах пород низов стратиграфического разреза, с одной стороны, и перекрывающих вулканогенные породы рудоносного горизонта песчаников байос-бата, с другой. Большую роль сыграло также несогласное залегание песчаников на рудоносном горизонте, способствовавшее, наряду с различиями в механических свойствах пород, возникновению в процессе складчатости интенсивных движений по контакту между этими толщами.

Сама по себе складчатая структура Шамлугского месторождения довольно простая. Приуроченность месторождения к северному крылу брахиантиклинали определяется общее субширотное простирание слагающих разрез месторождения толщ и их падение в северные румбы. Углы падения, как указывалось, пологие. В породах рудоносного горизонта, кошабертской и дебедачайской свит углы падения в большинстве случаев измеряются цифрами порядка $20-30^\circ$, а в толще песчаников обычно являются еще более пологими. Лишь вблизи разрывных нарушений иногда наблюдаются более крутые углы падения.

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

Кроме такого, обусловленного перегибом крыла изменения азимутов падения, на площади месторождения в песчаниках наблюдаются более локальные и часто достаточно резкие из-

менения азимутов и углов падения, обрисовывающие небольшие куполообразные поднятия, флексуообразные перегибы и структурные «носы». Последние, обладая незамкнутыми контурами, являются, пожалуй, наиболее распространенными мелкими складчатыми формами, развитыми в песчаниках на площади Шамлугского месторождения. Оси таких 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—структурные «носы», куполообразные поднятия и флексуообразные перегибы, как правило, проявляются лишь в песчаниках, а на нижележащие вулканогенные толщи, вследствие их относительной жесткости и хрупкости, не распространяются. Кроме различий в механических свойствах между жестким вулканогенными породами и более пластичными песчаниками, появление мелких складчатых форм в последних и отсутствие их в первых, объясняется, вероятно, и механическим воздействием пластовых интрузий «альбитофиров», внедрявшихся по трещинам расслоения в песчаники или, чаще, по поверхности контакта между песчаниками и рудоносным горизонтом. При внедрении обладавших большой вязкостью «альбитофиров» вышележащие песчаники приподнимались или деформировались другим способом, в то время как подстилающие песчаники вулканогенные породы при этом не испытывали заметной деформации.

Таким же образом не находят непосредственного отражения в структуре толщи песчаников те неровности контакта между ними и породами рудоносного горизонта, которые фиксируются по горным выработкам и буровым скважинам. В общем, рельеф кровли рудоносного горизонта весьма неровный и характеризуется наличием ряда более или менее крупных выступов и впадин. Частично эти неровности обусловлены влиянием разрывных нарушений, приводивших к перемещению одних блоков относительно других, но во многих случаях, представляя куполообразные поднятия и чашеобразные депрессии, имеют другое происхождение.

О характере рельефа кровли рудоносного горизонта и распределении выступов и впадин в ней можно судить по карте

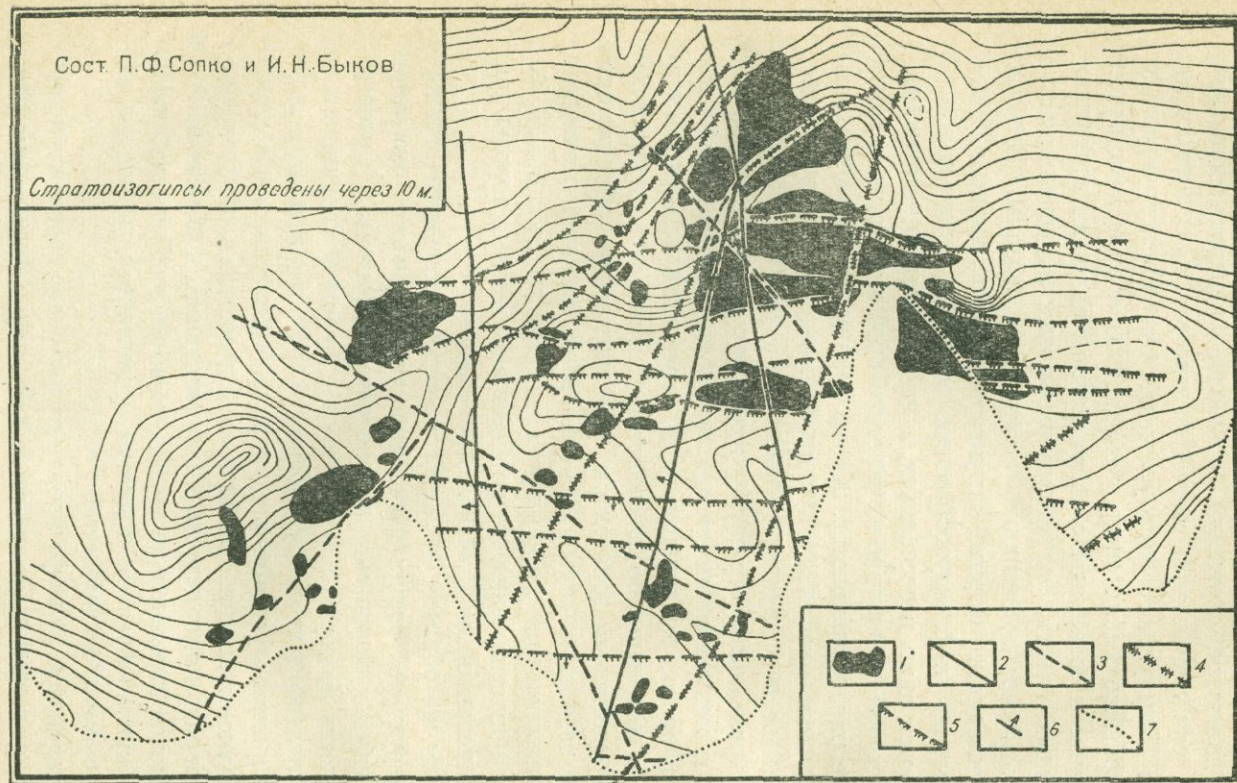


Рис. 9. Схематическая карта стратоизогипс кровли рудоносной свиты Шамлугского месторождения.

- 1) Проекции рудных тел на горизонтальную плоскость; 2) сбросы; 3) сдвиги; 4) взбросо-сдвиги; 5) взбросы; 6) падение разрывных нарушений; 7) граница выходов кровли рудоносной свиты на поверхность.

стратонизогипс Шамлугского месторождения (рис. 9). На этой карте виден, кроме общего понижения рельефа кровли по направлению к северу, ряд выступов и ложбин, вытянутых в близком к меридиональному направлению, а также поднятий и опусканий, обладающих замкнутыми контурами. В целом кровля рудоносного горизонта в центральной части месторождения оказывается несколько приподнятой по отношению к флангам; она осложнена также куполообразным поднятием, имеющим неправильные контуры и вытянутым в близком к широтному направлению. В длину это поднятие имеет около 300 м, при ширине около 100 м. В западной части месторождения отчетливо вырисовывается впадина, располагающаяся примерно на продолжении оси поднятия и вытянутая в широтном направлении. В длину эта впадина имеет около 250 м при ширине около 150 м. К востоку от центральной части месторождения, на протяжении оси поднятия, также наблюдается небольшая впадина, но значительно меньших размеров. В поперечнике эта впадина имеет около 50 м. Превышения поднятий и понижения впадин относительно прилегающих участков рудоносного горизонта измеряются десятками метров.

Как указывалось, эти неровности в рельефе кровли рудоносного горизонта не находят непосредственного отражения в развитых среди песчаников мелких складчатых формах. Не влияют непосредственно неровности рельефа и на распределение промышленных рудных тел в пределах месторождения. Последние, будучи сконцентрированы главным образом в центральной части месторождения, располагаются обычно на склонах поднятий, а не в их сводовых частях. Однако роль этих неровностей рельефа кровли рудоносного горизонта, вместе с ролью несогласного залегания песчаников на рудоносном горизонте и ролью различий в механических свойствах этих толщ, в формировании структуры месторождения и, посредством этого, в распределении проявлений позднемагматической и гидротермальной деятельности, является весьма значительной.

Именно по контакту между рудоносным горизонтом и песчаниками при складкообразовательных движениях происходили интенсивные межформационные движения, приводившие к

возникновению зон отслаивания и перетирания. Эти зоны отслаивания, рассланцевания и перетирания легче всего, очевидно, возникали на склонах куполообразных поднятий в кровле рудоносного горизонта, то есть 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 преимущественно пологое падение в северные румбы, согласное или почти согласное с падением песчаников и пород рудоносного горизонта. Нередко, однако, наблюдались и 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 интрузии «альбитофиров» и пластообразные и линзообразные рудные тела (штоки) обычно падают на север под углами от 5 до 35°, но иногда наблюдалось и обратное южное падение, а изредка и падение в другие румбы.

Последовательность событий в развитии структуры месторождения и явлений магматической и послемагматической деятельности, вероятно, была такой. Образовавшиеся в процессе формирования северного крыла Дебедачайской брахиантиклинали зоны отслаивания и рассланцевания и пологие трещины расслоения в песчаниках явились благоприятными местами для продвижения и локализации кислой магмы, застывшей в виде пластовых интрузий и «альбитофиров». После внедрения «альбитофиров», которое, очевидно, происходило синхронно с интенсивными складкообразовательными движениями, в зонах рассланцевания снова начались движения, приведшие к рассланцеванию краевых частей интрузий «альбитофиров» и подготовившие полости для локализации оруденения (рис. 10). Такие полосы располагались преимущественно под нижней поверхностью пластовых интрузий «альбитофиров», но иногда развивались и непосредственно под песчаниками. Песчаники и «альбитофиры», а также возникавшая в зонах межформационного рассланцевания глина трения, экранировали

рудонесные гидротермальные растворы и заставляли их сбрасывать большую часть полезных компонентов, что приводило к формированию пластообразных рудных тел. Движения вдоль контакта рудонесного горизонта с песчаниками происходили и в процессе рудоотложения. Об этом свидетельствует наличие в

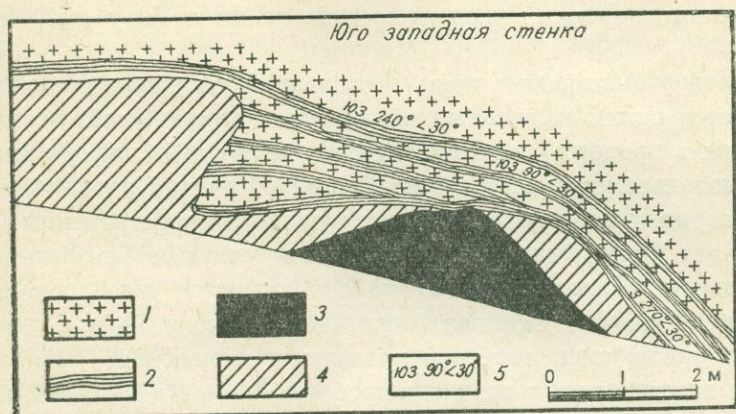


Рис. 10. Характер залегания руды под «альбитофирами». Шамлугское месторождение.

- 1) «Альбитофиры»; 2) рассланцевание; 3) массивная руда; 4) вкрапленная руда; 5) падение подошвы «альбитофиров».

зонах рассланцевания раздробленных и растертых халькопирито-пиритовых руд, сцементированных более поздними халькопирито-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. Преимущественная локализация пластовых интрузий «альбитофиров» и рудных тел штокового типа в зонах межформационного отслаивания и рассланцевания и неоднократность движений по этим зонам достаточно отчетливо наблюдаются в настоящее время на примере линзы № 4а на горизонте +17 м и на примере штока КЛ и линзы № 4 на ныне отработанных горизонтах +30 м, +38 м, +42 м и +50 м. Прежняя документация эксплуатационных горных выработок и данные Н. Я. Монахова свидетельствуют, что рассланцевание

постоянно наблюдалось и в контактах других, в настоящее время полностью выработанных рудных тел штокового типа. Иногда это рассланцевание отмечалось и в лежащем и в висячем боках рудного тела. В тех же случаях, когда висячий бок рудного тела был представлен «альбитофирами», интенсивно рассланцованные породы наблюдались в сложенном пирокластическими породами кислого состава лежащем боку рудного тела.

Межформационные зоны отслаивания и рассланцевания являются одним из выражений разрядки напряжений, возникших в процессе многоэтапной и длительной деформации рассматриваемого участка земной коры. Другими проявлениями разрядки напряжений служат широко распространенные в пределах Шамлугского месторождения секущие разрывные нарушения. Несмотря на то, что они являются узко локальными и обладают небольшой протяженностью и небольшими амплитудами смещения, эти разрывные нарушения сыграли очень важную роль в развитии процессов магматической и гидротермальной деятельности и пространственном размещении проявлений этих процессов.

Наблюдения на поверхности и в горных выработках показывают, что в пределах Шамлугского месторождения может быть выделено, по крайней мере, четыре системы разрывных нарушений, отличающихся своими направлениями и морфогенетическими особенностями. Эти системы разрывных нарушений имеют, соответственно, широтное, северо-восточное, северо-западное и меридиональное простирание; они обуславливают и преимущественное развитие систем трещин таких же направлений.

Наиболее древними являются разрывные нарушения широтного и близкого к широтному простирания. Они нередко пересекаются и смещаются разрывными нарушениями других направлений. На поверхности разрывные нарушения широтного простирания прослеживаются по сопровождающим их зонам гидротермального изменения и рассланцевания пород рудоносного горизонта кошабертской и дебедачайской свит. Ширина таких зон обычно измеряется десятками метров, но в том случае, если разрывные нарушения сближены между собой, может достигать сотен метров. В горных выработках разрыв-

ные нарушения широтного простирания также можно проследить по зонам гидротермально измененных раздробленных и рассланцованных пород рудоносного горизонта и кошабертской свиты. По наблюдениям на поверхности и в горных выработках на месторождении по левому берегу р. Учкилиса можно выделить шесть или семь разрывных нарушений широтного или близкого к широтному простирания. Кроме указанных, несколько разрывных нарушений близкого к широтному простирания наблюдается в самой нижней части склонов долины р. Учкилиса и на Бендикском участке. Разрывные нарушения широтного и субширотного простирания в большинстве случаев обладают падением на юг под крутыми углами; реже наблюдается падение в северные румбы также под крутыми углами. Углы падения обычно колеблются от 60 до 85°; иногда наблюдаются и более пологие углы падения—в 40—60°. Длина указанных широтных нарушений измеряется сотнями метров и первыми километрами. По характеру движений в течение главных этапов деформации широтные разрывные нарушения представляли взбросы, по которым южные крылья были подняты. Амплитуда смещения по каждому в отдельности взятому сбросу небольшая и измеряется, по видимому, метрами или изредка первыми десятками метров; однако суммарное смещение по широтным взбросам, очевидно, достигает ощутимой и довольно значительной величины. Вследствие этого Бендикский участок оказывается заметно приподнятым по отношению к центральной части Шамлугского месторождения. 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 оперяющими трещинами, образовавшимися в процессе формирования разрывного нарушения. При падении поверхности разрывного нарушения на юг оперяющие трещины, по морфологическим особенностям являющиеся, вероятно, трещинами скалывания, так как они сопровождаются расланцеванием вмещающих пород и появлением глинки трения, обладают падением на север под крутыми уг-

лами, а оперяющие трещины разрыва падают на юг, но под более пологими углами, чем само разрывное нарушение. Таким образом, подтверждается общая закономерность в развитии оперяющих трещин, отчетливо сформулированная Ф. И. Вольфсоном (14). Само наличие разрывного нарушения широтного или другого простирания, кроме того, может быть установлено и на основании различий в характере трещиноватости в висячем и лежащем боку этих нарушений. Правда, эти различия во многих случаях затушевываются, как это будет показано ниже, наложением трещин, связанных с разрывными нарушениями других направлений. Развитие оперяющих трещин, связанных с взбросами широтного и субширотного направления и ориентированных в плане параллельно или под небольшим углом к простиранию главного нарушения, обуславливает появление целых зон трещиноватости, представленных рядом сближенных между собой трещин. Эти зоны трещиноватости разделены между собой участками, в которых трещины развивались менее интенсивно. Зоны интенсивной трещиноватости как раз и представляли благоприятные места для циркуляции гидротермальных растворов, благодаря чему здесь развились линейно ориентированные зоны гидротермального изменения.

Такие широтные зоны интенсивной трещиноватости и гидротермального изменения прослеживаются почти исключительно в вулканогенных толщах низов разреза, то есть в породах рудоносного горизонта кошабертской и дебедачайской свит. В перекрывающих же рудоносный горизонт песчаниках широтные разрывные нарушения почти совершенно не прослеживаются. Практически не наблюдаются в песчаниках и сопровождающие разрывные нарушения широтного простирания зоны гидротермального изменения. Лишь иногда непосредственно на контакте с рудоносным горизонтом над зонами трещиноватости, связанными с широтными нарушениями, в песчаниках наблюдается незначительная карбонатизация и серицитизация. Этот факт имеет очень большое значение, так как свидетельствует о том, что широтные разрывные нарушения возникли в значительной степени до отложения песчаников, в начальные стадии формирования Дебедачайской бра-

хиантиклинали. Более поздние движения по этим нарушениям также не приводили к образованию соответствующих трещин в песчаниках, так как этому препятствовало возникновение межформационных зон отслаивания и дробления на контакте песчаников с рудоносным горизонтом. Зоны разрывных нарушений широтного простирания, наряду с межформационными зонами отслаивания и дробления, являются важнейшими рудолокализирующими структурными элементами, так как именно к ним приурочены все промышленные рудные тела Шамлугского месторождения.

Не менее широким, чем широтные разрывные нарушения, распространением пользуются разрывные нарушения северо-восточного простирания, также сыгравшие очень важную роль в развитии процессов магматической и гидротермальной деятельности на месторождении. Простирания этих разрывных нарушений меняются от близкого к меридиональному (СВ 30°) до близкого к широтному (СВ 60°). Можно заметить, что 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. Углы падения их колеблются от 45 до 70—80°. Падение направлено как на юго-восток, так и на северо-запад. Падения разрывных нарушений северо-восточного простирания на северо-запад наблюдаются чаще в западной части месторождения, в то время как в восточной части падения направлены, как правило, на юго-восток. Разрывные нарушения северо-восточного простирания также сопровождаются параллельными или косо ориентированными оперяющими трещинами, в результате чего возникают зоны трещиноватости и дробления, ширина которых обычно измеряется метрами. В ряде случаев такие зоны дробления и трещиноватости служили путями для циркуляции гидротермальных растворов, вызывавших изменения вмещающих пород и отлагавших сульфиды железа, меди и цинка. Нередко в трещинах северо-восточного простирания локализовались также дайки жильных пород основного, среднего и кислого состава. Жильные породы кислого состава относятся к комплексу «альбитофиров», которые, как

указывалось, образуют и встречающиеся в большом количестве на месторождении пластовые интрузии, приуроченные к трещинам расслоения в песчаниках или к зонам межформационного отслаивания и рассланцевания. Нередко наблюдаются переходы секущих крутопадающих даек «альбитофиров» в пластовые интрузии.

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 или более древних широтных разрывных нарушений и положение штрихов и борозд скольжения. Учитывая эти особенности, можно прийти к выводу, что разрывные нарушения северо-восточного простирания представлены взбросо-сдвигами. 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. На западном фланге такое разрывное нарушение прослеживается на правом и левом склонах долины ручья Шамлуг-чай; особенно хорошо оно заметно на правом склоне долины ручья и на дороге в селение Шамлуг. В этих местах вдоль указанного разрывного нарушения проходит мощная дайка «альбитофиров», подвергшаяся интенсивному дроблению, связанному с повторными движениями, и довольно значительному гидротермальному изменению. С востока центральная часть Шамлугского месторождения окаймлена разрывным нарушением северо-восточного простирания, которое прослеживается от междуречья ручьев Хараба-чай и Охнац-булах к устью ручья Бендик и до слияния его истоков, где нарушение меняет простирание на близкое к широтному. С этим центральным взбросом Бендикского участка и его продолжением на левом берегу р. Учкилиса связана довольно мощная зона гидротермального изменения и проявлений медной минерализации. Движения по разрывным нарушениям северо-восточного простирания происходили неоднократно, о чем свидетельствует как локализация в этих нарушениях различных по составу и возрасту даек

жилых пород и рудопроявлений, так и рассланцевание и дробление некоторых даек в их зальбандах. Особенно эффектно такое рассланцевание заметно в зальбандах даек «альбитофиров», причем иногда при переходе секущей дайки в пластовую интрузию наблюдается соответствующее изменение в условиях залегания сланцеватости: сланцеватость из крутой переходит в пологопадающую, распространяясь и в том и в другом случае на десятки сантиметров в «альбитофирах».

Разрывные нарушения северо-восточного простирания с достаточной отчетливостью прослеживаются в древних вулканогенных толщах—в рудоносном горизонте, кошабертской и дебедачайской свитах. Однако в отличие от широтных взбросов такие нарушения наблюдаются и в перекрывающих рудоносный горизонт песчаниках, где с ними связаны дайки жилых пород различного состава и проявления гидротермальной деятельности и оруденения. Это является дополнительным свидетельством более позднего возраста таких трещин по сравнению с трещинами субширотного простирания.

Третья система разрывных нарушений имеет северо-западное (СЗ $300-330^\circ$) простирание. Такие разрывные нарушения распространены значительно слабее, чем разрывные нарушения широтного и северо-восточного простирания. Падение северо-западных разрывных нарушений обычно направлено на юго-запад под углами от 60 до 80° . Движение по поверхностям разрывных нарушений северо-западного простирания происходило преимущественно в близком к горизонтальному направлении, о чем свидетельствует положение штрихов и борозд скольжения. Так, на поверхности северо-западного разрывного нарушения, проходящего в центральной части месторождения по левому склону долины ручья Шамлуг-чай, на дороге из рудничного поселка в селение Шамлуг штрихи и борозды заостренными концами направлены на северо-запад под углами в $15-20^\circ$. Таким образом, чаще всего разрывные нарушения северо-западного простирания представлены сдвигами. Однако в некоторых случаях, как, например, в западной части Бендикского участка, в разрывном нарушении, проходящем в значительной степени вдоль русла р. Учкилиса, движение шло преимущественно в вертикальном направлении. Амплитуды смещения как в вертикальном, так и в горизон-

тальном направлении являются очень небольшими и измеряются метрами или первыми десятками метров. Во многих же случаях смещения практически не наблюдается. Вследствие развития оперяющих трещин вдоль разрывных нарушений северо-западного простирания, так же как и вдоль широтных и северо-восточных нарушений, возникали зоны трещиноватости и рассланцевания, однако меньшей ширины и менее отчетливо выраженные. Эти зоны также служили путями циркуляции гидротермальных растворов, вызывавших окварцевание, серицитизацию, хлоритизацию и карбонатизацию вмещающих пород. В этих же зонах отлагались сульфиды железа, меди, цинка и свинца, образовавшиеся в течение третьего этапа минерализации, а также баритовые и карбонатные жилы и прожилки. Наблюдаются в зонах разрывных нарушений северо-западного простирания и дайки жильных пород; наиболее характерными являются дайки послерудных габбро-диабазов. Прослеживаются эти разрывные нарушения достаточно отчетливо в вулканогенных породах рудоносного горизонта и подстилающих его толщ. В песчаниках же они хотя и наблюдаются, но значительно слабее. Здесь они выражены, в основном, дроблением и рассланцеванием, гидротермальные же изменения отсутствуют или являются очень слабыми. О более молодом возрасте разрывных нарушений северо-западного простирания можно судить на основании того, что ими пересекаются и в ряде случаев смещаются разрывные нарушения широтного и северо-восточного простирания.

Еще более молодыми являются разрывные нарушения близкого к меридиональному простирания. Они обладают обычно небольшой длиной по простиранию и, вероятно, по падению, — намного меньшей, чем длины разрывных нарушений описанных выше систем. Лишь в некоторых случаях меридиональные разрывные нарушения прослеживаются на сотни метров. Выражены эти разрывные нарушения небольшими по мощности зонами дробления и рассланцевания пород, не сопровождающимися никакими гидротермальными изменениями. Этими разрывными нарушениями смещаются как разрывные нарушения охарактеризованных выше направлений, так и зоны гидротермального изменения, дайки жильных пород и рудные тела. Следовательно, меридиональные разрывные

нарушения являются послерудными. Представлены они нормальными сбросами, смещение по которым не превышает нескольких метров, а часто измеряется и десятками сантиметров. Нормальные сбросы проявляются как в вулканогенных породах, так и в перекрывающих их песчаниках. Обладая небольшими амплитудами смещения, меридиональные разрывные нарушения распространены довольно широко. Нужно сказать, что достаточно широким распространением пользуются и послерудные сбросы других направлений, кроме меридионального. Часто послерудные сбросы проходят вдоль более древних разрывных нарушений широтного, северо-восточного и северо-западного простирания, так как поверхности этих нарушений представляли ослабленные направления, по которым легко происходили неоднократные движения на различных этапах деформации. Вследствие того, что послерудные сбросы нередко пространственно совпадают с более древними разрывными нарушениями, характер первоначальных движений по последним в ряде случаев сильно замаскирован. Возникновение послерудных нарушений типа нормальных сбросов происходило не одновременно, а, вероятно, в течение достаточно длительного времени. В результате этого в некоторых случаях наблюдаются пересечения нормальных сбросов одного направления сбросами другого направления.

Вышеописанные соотношения между различными системами разрывных нарушений более или менее отчетливо отражены в крупномасштабных зарисовках по горным выработкам, на погоризонтных планах и других графических документах.

В связи с широким развитием разрывных нарушений различных направлений, наличием мелких складчатых форм и межформационных зон дробления и большой разнородностью литологического состава толщ, общая картина трещиноватости в пределах Шамлугского месторождения является очень сложной. В целях систематизации трещиноватости и выяснения распространенности различных систем трещин в различных участках были произведены массовые замеры трещиноватости на всех горизонтах, где в настоящее время ведутся работы, и на поверхности месторождения. В подземных выработках замеры производились таким образом, чтобы можно было выяснить различия в характере трещиноватости в зависимости

от положения того или иного участка по отношению к более или менее крупным разрывным нарушениям, рудным телам или достаточно протяженным дайкам жильных пород.

На горизонте—140 м в настоящее время известен и частью разрабатывается ряд рудных тел жильного и прожилково-вкрапленного типа—жилы 5, 6, 7, линзы 8, 9, рудоносная зона № 1 и т. д. Одним из крупных рудных тел является рудоносная зона № 1, представляющая зону прожилково-вкрапленного оруденения; в настоящее время она еще недостаточно разведана. Приурочена эта зона к зоне трещиноватости, связанной, по-видимому, с разрывным нарушением широтного простирания. В самой зоне наибольшим развитием пользуются широтные трещины с падением на юг и на север. Менее распространены трещины северо-восточного простирания с падением на юго-восток и трещины северо-западного простирания с падением на юго-запад. В лежащем боку зоны широтные трещины почти не развиты, а наиболее часто встречаются трещины северо-восточного простирания с падением на юго-восток и северо-запад; менее распространены трещины северо-западного простирания, представленные двумя сопряженными системами. Различия в характере трещиноватости связаны, по-видимому, с тем, что основное разрывное нарушение проходит в лежащем боку рудоносной зоны.

В линзе № 9, тоже, по существу, представляющей зону прожилково-вкрапленного оруденения, развиты две сопряженные системы широтных трещин и крутопадающие трещины близкого к меридиональному простирания. В лежащем боку линзы развиты фактически те же системы трещин; только широтные трещины выражены слабо. Наоборот, в висячем боку линзы № 9 трещиноватость сильно отличается от трещиноватости в самой линзе. Здесь наиболее отчетливо видны трещины северо-восточного простирания с падением на юго-восток и северо-запад. В жиле № 5 наиболее отчетливо выражены трещины северо-западного и северо-восточного простирания. Встречаются также и трещины близкого к меридиональному простирания, связанные с послерудными сбросами. В висячем боку жилы развиты, по существу, те же системы трещин, что объясняется, очевидно, отсутствием разрывного нарушения между точками, в которых произведены замеры. В жиле № 6,

обладающей падением на север, отчетливо выражены максимумы сопряженных трещин широтного простирания при почти полном отсутствии трещин других направлений, за исключением плохо выраженных трещин северо-западного простирания. В висячем боку жилы трещины широтного простирания проявлены слабее; отчетливо выражены трещины северо-западного и близкого к меридиональному простирания. В жиле № 7 проявились трещины северо-восточного и северо-западного простирания. В висячем боку жилы № 7 резко выражены трещины северо-западного и близкого к меридиональному простирания, те есть такие же, как и в висячем боку жилы № 6. Это, вероятно, можно объяснить отсутствием разрывного нарушения между этими пунктами.

На горизонте—115 м замеры были произведены в штреке 1441 по жиле № 5 и в ее лежащем и висячем боках. В висячем боку жилы фиксируются максимумы трещин северо-западного и близкого к меридиональному простирания. Ближе к жиле, кроме этих трещин, появляются нерезко выраженные крутопадающие трещины близкого к широтному простирания. В лежащем боку наиболее отчетливо выражены трещины широтного и северо-западного простирания. Следовательно, нужно предполагать, что разрывное нарушение идет в лежащем боку жилы, что находится в соответствии и с полевыми наблюдениями; в лежащем боку жилы наблюдается зона интенсивного расланцевания. В целом же характер трещиноватости близ жилы № 5 на горизонтах—140 и—115 м совпадает.

На горизонте—90 м замеры произведены близ жилы № 5, а также близ крупной дайки «альбитофиров», вскрытой в западном конце штрека № 1531 и в кварцшлеме № 1573. Близ жилы у ствола шахты наиболее распространены северо-восточные и северо-западные трещины с крутым и пологим падением. Последние, по-видимому, связаны с послерудными сбросами. Близ дайки «альбитофиров», кроме трещин северо-западного и широтного простирания, развиты трещины меридионального и северо-восточного простирания. Появление последних, очевидно, обусловлено разрывным нарушением северо-восточного простирания, идущим вдоль дайки.

На горизонте—60 м была изучена трещиноватость в районе линзы № 5 и апофизы штока КЛ. В линзе № 5 наблюдаются

отчетливо выраженные максимумы двух сопряженных систем широтных трещин и системы трещин северо-восточного простирания. Западнее, где проходит разрывное нарушение северо-западного простирания, кроме отмеченных систем трещин, развиты трещины с юго-западным падением. В западной части штрека 1499 характер трещиноватости определяется проходящим здесь довольно значительным разрывным нарушением северо-восточного простирания. В связи с этим нарушением широко проявились трещины северо-восточного простирания с падением на северо-запад и юго-восток. Кроме того, распространены трещины близкого к широтному простирания. В общем, картина трещиноватости на этом горизонте близка к картине трещиноватости на более глубоких горизонтах, чему способствует, наряду с другими причинами, и то, что на всех этих горизонтах—от горизонта—140 м до горизонта—60 м—рудовмещающие породы относятся к одной—кошабертской свите.

Переходя к характеристике трещиноватости на горизонте—32 м, следует указать, что в отличие от более глубоких горизонтов, здесь вскрыты как породы кошабертской свиты, так и рудоносного горизонта и рудные тела залегают как в тех, так и в других. Несмотря на это, трещиноватость определяется развитием примерно одинаковых систем трещин, зависящих от более крупных разрывных нарушений. В южной части кваршлага 1183, пересекающего самую важную в промышленном отношении часть рудоносного горизонта, наиболее отчетливо выражены крутопадающие трещины близкого к меридиональному простирания, связанные с наиболее молодыми разрывными нарушениями. Гораздо слабее выражены трещины широтного и северо-восточного простирания. Севернее, при доминирующем распространении трещин близкого к меридиональному простирания, более отчетливо выражены максимумы трещин северо-восточного простирания и широтных трещин с падением на юг. Развитие этих трещин, очевидно, благоприятствовало появлению здесь, так же как и в первом пункте, ряда рудных прожилков. В южном конце кваршлага наиболее отчетливо выражены трещины близкого к меридиональному простирания, в то время как другие системы трещин, за исключением подчиненного количества трещин северо-западного простирания, отсутствуют.

Весьма любопытно, что именно в этой части кварцшлага рудопроявления резко затухают. Близ апофизы штока КЛ в кварцшлага 1183 отчетливо выражены широтные трещины с преимущественным падением на юг и северо-восточные трещины с падением на северо-запад и юго-восток под углами около 50—60°. Трещины же северо-западного простирания почти не выражены, хотя здесь проходит разрывное нарушение этого направления. Южнее, висячем боку апофизы штока КЛ, почти исчезают широтные трещины и остаются лишь отчетливо выраженные трещины северо-восточного простирания. Севернее, у ствола шахты, в лежащем боку апофизы штока КЛ, характер трещиноватости довольно сильно отличается, что, вероятно, связано с наличием разрывного нарушения широтного простирания непосредственно близ рудного тела. Заметим также, что трещиноватость в этом пункте сильно отличается от трещиноватости близ ствола шахты на—90-м горизонте, так как обе эти точки оказываются расположенными по разные стороны от разрывного нарушения. Некоторым своеобразием отличается трещиноватость в западном конце штрека 1483 и в кварцшлага 1583, где вскрыты дайки габбро-диабазов и дайка «альбитофиров», с проходящим вдоль нее крупным разрывным нарушением северо-восточного простирания. Близ даек габбро-диабазов, где по данным химических анализов выделяется промышленное оруденение вкрапленного типа, распространены трещины трех направлений, каждое из которых представлено двумя сопряженными системами. К числу этих трещин относятся трещины северо-восточного, северо-западного и близкого к меридиональному простирания. Восточнее, за пределами промышленного контура, отчетливо представлены, кроме северо-восточных и северо-западных трещин, четко выраженные максимумы трещин широтного простирания. Различия в характере трещиноватости по сравнению с предыдущим пунктом могут говорить о наличии между этими пунктами разрывного нарушения северо-западного простирания. Западнее промышленного контура развиты те же системы трещин, что и в промышленном контуре, то есть трещины северо-восточного, северо-западного и близкого к меридиональному простирания, но выражены они менее отчетливо, чем в первом пункте. Кроме этих систем трещин распространены здесь и трещины почти

широтного простирания с крутым падением на юг. Говоря о трещиноватости пород в целом по всему горизонту, можно заметить, что она является более сложной в породах кератофирового состава, чем в породах кошабертской свиты. Это, по-видимому, связано с большой разнородностью пород рудоносного горизонта, представленных эффузивными, пирокластическими и туфогенно-осадочными разностями.

На горизонте—11 м в южной части квершлага 1553 висячем боку линзы № 4а преимущественно развиты трещины северо-западного и близкого к меридиональному простирания, обусловленные наличием соответствующих разрывных нарушений. Широтные трещины, обладающие здесь падением на север, выражены плохо. В самой линзе картина трещиноватости остается той же. Лишь трещины близкого к широтному простирания выражены более отчетливо. Далее к северу, в квершлага 1553, особенно резко проявляются максимумы трещин меридионального простирания. Кроме них, развиты трещины северо-западного простирания и широтные трещины с падением на юг. Сильно отличается трещиноватость в штреке 1457 к западу от квершлага 1553. Замеры в штреке произведены к западу от дайки «альбитофиров», которая приурочена к шву северо-восточного разрывного нарушения. В связи с этим здесь преобладают трещины северо-восточного простирания. Кроме них, широко распространены широтные трещины с преимущественным падением на юг.

На горизонте +17 м, самом верхнем из разрабатывавшихся в 1956 г. на месторождении, была изучена трещиноватость в линзе № 4а и в ее висячем и лежащем боках. В висячем боку линзы в рассёчке 1645 выражены максимумы трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Широтные трещины распространены очень слабо. В самой линзе одинаковым распространением пользуются трещины северо-восточного, северо-западного и широтного простирания. Все они отличаются падением в южные румбы. Кроме них, некоторое развитие имеют крутопадающие трещины меридионального простирания. В лежащем боку линзы трещины, сохраняя, в общем, то же простирание, что и в пределах самого рудного тела, обладают более пологими углами падения. Это особенно характерно для трещин широтного простирания. Выплачивание тре-

щин вообще, по-видимому, характерно для верхних горизонтов месторождения в связи с влиянием межформационных зон отслаивания и рассланцевания на контакте рудоносного горизонта с песчаниками. В ряде случаев крутопадающие трещины, развитые в нижних горизонтах, переходят в верхних горизонтах в пологопадающие трещины отслаивания.

На поверхности особенно детально была изучена трещиноватость в районе шахты, куда проектируются все разрабатывающиеся в настоящее время рудные тела, близ которых производились замеры трещиноватости в горных выработках. Кроме этого, на поверхности трещиноватость изучалась в естественных обнажениях по ручьям Шамлуг-чай, Охнацбулах и Бугакяр-чай. В «альбитофирах», выходящих близ устья шахты, резко выражены трещины меридионального простирания. Распространены также трещины северо-восточного простирания и пологие широтные трещины с падением на юг. Лишь первая система трещин связана с разрывными нарушениями, возникшими после внедрения «альбитофиров». Две последние системы трещин возникли при кристаллизации магмы, но использовали направления, существовавшие во вмещающих породах. Западнее в «альбитофирах», кроме этих трещин, появляются трещины северо-западного простирания, связанные с проходящим вблизи разрывным нарушением. В песчаниках вблизи этой же точки развиты трещины северо-восточного и северо-западного простирания с резко преобладающим падением соответственно на юго-восток и северо-восток. Широтные трещины почти отсутствуют. Севернее в песчаниках, кроме трещин северо-восточного и северо-западного простирания, довольно большим развитием пользуются меридиональные и широтные трещины. Западнее шахты, висячем боку крупного северо-восточного разрывного нарушения в «альбитофирах» распространены трещины северо-восточного, северо-западного и широтного простирания. Последняя система трещин то является довольно крутопадающей, то сравнительно пологой. В некоторых случаях наблюдаются как крутопадающие, так и пологопадающие трещины близкого к широтному простирания. Восточнее шахты, в русле ручья Хараба-чай, в туфогенных песчаниках развиты системы трещин северо-во-

сточного, северо-западного и меридионального простирания». Южнее в таких же туфогенных песчаниках характер трещиноватости остается таким же, но в то же время значительно отличается от трещиноватости в расположенных западнее, в районе шахты, выходах песчаников и «альбитофиров».

В целом, трещиноватость на поверхности в районе шахты, куда, как указывалось, проектируются все разрабатывающиеся теперь рудные тела, характеризуется резким преобладанием более молодых систем тектонических трещин северо-восточного, северо-западного и меридионального простирания. Предпринятые попытки увязать трещиноватость в отдельных пунктах на поверхности и в горных выработках и, таким образом, выявить дополнительные критерии для определения структурного положения рудных тел, по данным изучения геологического строения поверхности, к сожалению, не увенчались успехом. Это объясняется, видимо, тем, что песчаники и «альбитофиров», выходящие на охарактеризованной выше площади, участвовали лишь в сравнительно поздних этапах деформации, в то время как подстилающие породы претерпели влияние и более ранних движений, и, главное, тем, что в породах рудоносного горизонта, кошабертской и дебедачайской свит трещиноватость довольно быстро меняется в связи с резкими изменениями литологического состава и положением той или иной точки по отношению к многочисленным разрывным нарушениям.

Различия в характере трещиноватости между гидротермально измененными породами рудоносного горизонта и песчаниками достаточно отчетливо видны и в долине ручья Шамлуг-чай. В породах рудоносного горизонта выше устья штольни № 15, близ контакта с песчаниками, развиты трещины широтного, северо-восточного и северо-западного простирания. Кроме того, широко проявились пологие трещины, с падением на восток, связанные, вероятно, с межформационными движениями. В песчаниках развиты трещины северо-восточного, широтного и меридионального простирания. Пологие трещины расслоения имеют в песчаниках падение на север. Западнее в гидротермально измененных породах рудоносного горизонта картина трещиноватости является очень сложной. Преобла-

дают здесь крутопадающие трещины северо-восточного и близкого к широтному простирания и сравнительно пологие трещины северо-западного простирания. В песчаниках к востоку от штольни № 15, кроме трещин расслоения, наиболее отчетливо выражены трещины северо-западного и меридионального простирания.

В западной части месторождения по ручью Бугакяр-чай, где на выходах породы не затронуты гидротермальными изменениями и где не известно промышленных рудных тел, распространены, в общем, те же системы трещин, хотя более или менее крупные разрывные нарушения здесь не наблюдаются. Однако относительная роль различных систем трещин неодинакова. В туфах кошабертской свиты наиболее отчетливо выраженными являются пологие трещины расслоения с падением на север и меридиональные трещины. В туфах рудоносного горизонта, кроме этих систем трещин, наблюдаются довольно пологие трещины северо-западного простирания. В туфогенных песчаниках, в противоположность этому, трещины северо-западного и меридионального простирания распространены слабо, а преобладают, кроме трещин расслоения, северо-восточные трещины. В «альбитофирах», слагающих крупную пластовую интрузию и залегающих в песчаниках, также отчетливо выражены трещины северо-восточного простирания, но наблюдаются и северо-западные трещины.

В восточной части месторождения по ручью Охнац-булах в кошабертской свите обращает внимание развитие трещин северо-восточного, северо-западного простирания и пологих трещин расслоения исключительно с падением в восточные румбы. В рудоносном горизонте распространены трещины северо-восточного, северо-западного и близкого к широтному простирания с крутым падением на юг. В «альбитофирах» и песчаниках развиты, по существу, те же системы трещин, но кроме них наблюдаются и пологие трещины с падением на восток и северо-восток.

Заканчивая обзор трещиноватости, развитой в породах Шамлугского месторождения, необходимо сделать некоторые выводы о распространении различных систем трещин и их пространственном положении в определенных участках. Диаг-

раммы трещиноватости со всей очевидностью показывают, что на месторождении развиты, кроме пологих трещин расслоения, четыре системы трещин, соответствующие четырем системам охарактеризованных выше разрывных нарушений: трещины широтного, северо-восточного, северо-западного и меридионального простирания. Наиболее отчетливо выраженными являются, как правило, наиболее молодые системы трещин, то есть северо-восточные, северо-западные и иногда меридиональные трещины. Более древние трещины как бы маскируются более молодыми системами трещин и в связи с этим наиболее ранние трещины широтного простирания выражены очень плохо даже в непосредственной близости к разрывным нарушениям этого же направления. В то же время в тех участках, где поблизости нет разрывных нарушений других направлений, широтные трещины проявляются достаточно отчетливо и широко, так как движения более поздних этапов деформации нередко приводили к «оживлению» ранее заложенных широтных трещин. Широким развитием разрывных нарушений различных направлений, хотя и имеющих лишь местное значение, но обуславливающих появление параллельных им систем трещин, и сильной неоднородностью литологического состава вмещающих месторождение толщ объясняются быстрые изменения в характере трещиноватости даже в близко расположенных друг к другу пунктах. Не остается одинаковым и пространственное положение различных систем трещин. Азимуты простирания и падения могут меняться на десятки градусов; меняются и углы падения. Эти изменения связаны, по-видимому, не только с неоднородностью литологического состава рудовмещающих толщ, но и с развитием оперяющих трещин. Последние чаще всего обладают тем же простиранием, что и главное разрывное нарушение, но углы падения могут отличаться в значительных пределах. В некоторых случаях падение является обратным по отношению к главному разрывному нарушению. Иногда и простирание оперяющих трещин может отличаться от простирания главного разрывного нарушения на некоторую, обычно небольшую, величину. Диаграммы трещиноватости осредняют азимуты и углы падения трещин, параллельных главному разрывному нарушению, и трещин, идущих под некоторым углом к нему в плане или в разре-

зе, вследствие чего максимумы трещин смещаются или создаются дополнительные максимумы. Все это, как указывалось, усложняет использование массовых замеров трещиноватости для прогнозных выводов. Однако роль их в систематизации трещин тектонического происхождения остается очень большой.

После характеристики развитых в пределах Шамлугского месторождения структурных элементов, в том числе трещиноватости, необходимо более подробно остановиться на роли этих элементов в пространственном размещении гипабиссальных и жильных пород и проявлений гидротермальной деятельности, а также в возникновении определенных морфологических особенностей рудных тел. Все эти особенности пространственного размещения и форм жильных пород и рудных тел, как указывалось, определяются, наряду со стратиграфо-литологическими факторами, совокупностью различных элементов структуры, находящихся между собой в определенной взаимосвязи и взаимозависимости. Поскольку, однако, как указывалось выше, формирование структуры и развитие магматической и гидротермальной деятельности шло в течение продолжительного времени, на разных этапах определенные структурные элементы могли играть главенствующую роль в распределении и локализации проявлений этой деятельности. Раньше всего возникшие «оконтуривающие» трещины, имеющие в пределах Шамлугского месторождения близкое к широтному простирание, играют, как уже отмечалось, важнейшую роль в локализации продуктов гидротермальной деятельности. Именно с зонами трещиноватости широтного простирания связаны мощные зоны интенсивного гидротермального изменения пород и с ними же преимущественно связаны жильнообразные и прожилково-вкрапленные рудные тела серноколчеданного, медного и медно-цинкового состава. С другой стороны, оруденение такого же, а иногда и полиметаллического состава, как отмечалось, локализовалось в межформационных зонах отслаивания и дробления на контакте рудоносного горизонта с песчаниками. До локализации оруденения эти зоны отслаивания и дробления были использованы, на что указывалось выше, «альбитофирами», образовавшими пластовые интрузии. «Альбитофиры» внедрялись и по крутопадающим трещинам северо-восточного

простираения, в которых локализовались и дайки пород среднего и основного состава, а также проявления гидротермальной деятельности. В ряде случаев в горных выработках горизонта +17 м и в других местах можно наблюдать непосредственные переходы крутопадающих даек «альбитофиров», развитых в породах кошабертской свиты и рудоносного горизонта, в пластовые интрузии, приуроченные к зонам межформационного отслаивания и рассланцевания на контакте рудоносного горизонта с песчаниками. Такой же переход крутопадающей дайки «альбитофиров» в пластовую интрузию можно наблюдать и на поверхности месторождения на мысу между ручьями Шамлуг-чай и Хараба-чай. Характерно, что жильные породы основного состава—габбро-диабазы—встречаются лишь в виде более или менее крутопадающих даек, выполняющих преимущественно трещины северо-восточного простираения. Часто встречаются также дайки габбро-диабазов северо-западного простираения, особенно характерные, как отмечалось, для последней, послерудной, генерации этих пород. Следует указать далее, что иногда наблюдаются и дайки жильных пород широтного и меридионального простираения.

В некоторых случаях, что особенно характерно для «альбитофиров», дайки жильных пород приурочены непосредственно к поверхностям разрывных нарушений. Часто, однако, дайки использовали для своего внедрения трещины, оперяющие более крупные разрывные нарушения.

Возвращаясь к условиям локализации проявлений гидротермальной деятельности и оруденения и к морфологическим особенностям рудных тел в связи со структурными элементами, необходимо подчеркнуть, что трещины широтного и северо-восточного простираения и межформационные зоны отслаивания и дробления являются дорудными и додайковыми. Трещины северо-западного простираения, локализуя, как указывалось, проявления минерализации третьего этапа и смещающие, в то же время, рудопроявления первого и второго этапа, являются, очевидно, внутрирудными. Несмотря на то, что в зонах трещиноватости вдоль разрывных нарушений северо-восточного простираения проявились интенсивные гидротермальные изменения, промышленные рудные тела в этих зонах, как

правило, не локализовались, хотя проявления пиритового и пирито-халькопиритового оруденения наблюдаются достаточно широко. Эти проявления представлены невыдержанными жилами, прожилками и вкрапленностью сульфидов в подвергшихся окварцеванию, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации породах. Лишь в некоторых случаях наблюдаются более крупные жилы северо-восточного простирания, такие как жила № 3 на горизонте—32 м. Надо полагать, что крутопадающие трещины северо-восточного простирания, так же как на более позднем этапе минерализации и трещины северо-западного простирания, являлись теми рудораспределяющими каналами, по которым циркулировали рудоносные растворы, растекавшиеся затем по другим системам трещин, в первую очередь, по трещинам широтного простирания и межформационным зонам дробления и отслаивания.

В зонах трещиноватости, связанных с широтными разрывными нарушениями, рудоотложение шло как путем выполнения трещин, параллельных основным разрывным нарушениям, так и путем выполнения оперяющих трещин, идущих в плане или в разрезе под некоторым углом к главному разрывному нарушению, а также путем метасоматического замещения ранее существовавших минералов в промежутках между трещинами. Напомним, что в связи с большой ролью метасоматоза в рудоотложении промышленные концентрации руд возникали только в благоприятных по литологическим особенностям отложениях кошабертской свиты и рудоносного горизонта. Использование рудоносными растворами для отложения полезных компонентов различных трещин даже в пределах одной зоны при большой доле участия метасоматоза в рудоотложении обуславливает достаточно сложную морфологию рудных тел, приуроченных к зонам трещиноватости широтного простирания. В общем, такие рудные тела правильнее называть не жилами, а зонами прожилково-вкрапленного оруденения, имеющими жиллообразную форму. По простиранию эти жиллообразные тела прослеживаются на десятки метров. На такое же расстояние они тянутся обычно и по падению. Каждое тело—линза или жила—состоит из ряда разделенных друг от друга гидротермально измененными оруденелыми породами отдельных жил мощностью от не-

скольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Промежутки между отдельными жилами 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, как это наблюдается в линзе 4а и линзе № 8, придавая, таким образом, более четкие границы рудному телу. Чаще однако границы рудных тел являются неясными, и рудные тела оконтуриваются только по данным опробования. Рудные жилы и прожилки в отдельных рудных телах лишь иногда ориентированы в соответствии с простиранием всего рудного тела. Чаще они идут под некоторым углом к простиранию рудного тела, так как выполняют оперяющие разрывное нарушение трещины. В некоторых случаях в рудном теле, имеющем общее широтное простирание, наблюдаются тонкие жилы и прожилки северо-восточного, северо-западного или меридионального простирания (рис. 12). Вероятно, в этих случаях рудоносные растворы сначала текли вдоль поверхностей разрывных нарушений северо-восточного простирания, затем поступали в широтные зоны трещиноватости, откуда снова могли поступать в мелкие трещины перпендикулярного или диагонального по отношению к этим зонам простирания. Иногда в местах примыкания таких жилок и прожилков к жилам широтного простирания наблюдается увеличение мощности тех или других. Иногда такое увеличение мощности происходит и на контактах с дайками, выполняющими трещины северо-восточного простирания. Руда в этих случаях достаточно резко оканчивается и не проникает в жильные породы, вследствие чего может создаться впечатление о послерудном времени внедрения даек жильных пород (рис. 13). Наконец, местами наблюдается увеличение мощности рудных жил и прожилков широтного простирания на контакте с секущими трещинами, выполненными глиной трения. Все эти случаи необходимо учитывать при выяснении взаимоотношений оруденения с различными системами трещин и выполняющими их иногда дайками жильных пород. Выполнение рудными минералами различных систем трещин внутри рудных тел широтного простирания и изменение генетического характера самих широтных трещин на раз-

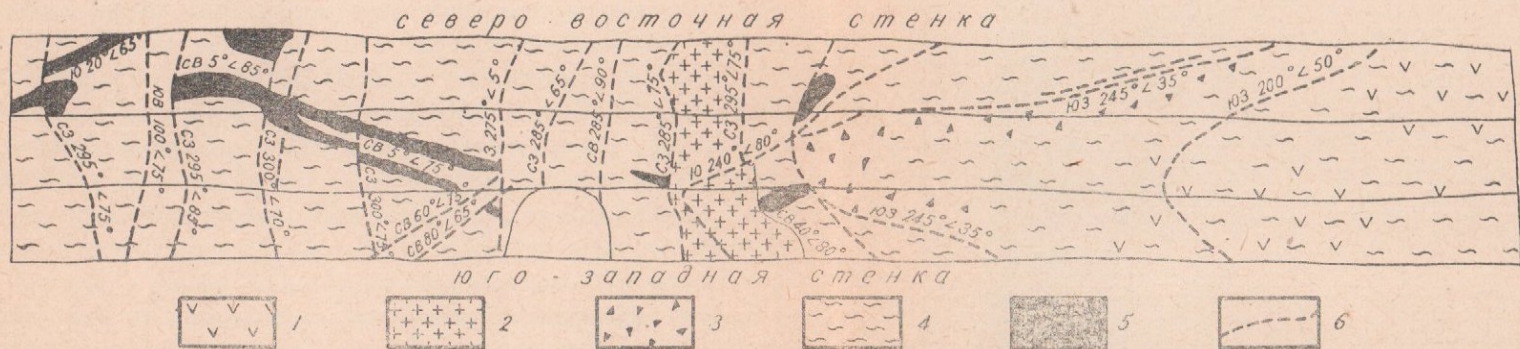


Рис. 12. Характер строения рудных жил в рудоносной зоне № 1 Шамлугского месторождения и их взаимоотношения с дайкой «альбитофиров». Горизонт—140 м. Штрек 1309.

- 1) Грубые туфы андезитовых порфиров; 2) «альбитофиров»; 3) раздробленные породы; 4) кварцево-серицито-хлоритовые породы с вкрапленностью сульфидов; 5) массивные руды; 6) разрывные нарушения.

личных дорудных этапах деформации обуславливает достаточно сложную морфологию отдельных рудных жил и рудных тел в целом. Рудные жилы и прожилки нередко ветвятся, разделяются на несколько прожилков, которые через некоторый промежуток снова могут соединяться в одну жилу. Наблюдаются также пережимы и раздувы отдельных жил, хотя сами рудные тела в целом обладают в большинстве случаев достаточно выдержанной мощностью. Меняются и углы падения рудных тел и отдельных слагающих их рудных жил и прожилков. Некоторые рудные тела (рудоносная зона № 1, жилы № 6 и № 7) обладают сравнительно пологими углами падения—в $40-50^{\circ}$, другие тела обладают углами падения в $60-70^{\circ}$. Может меняться угол падения и отдельных рудных тел. При этом иногда наблюдается зависимость между значением угла падения и мощности рудного тела. Так, в жиле № 5 при выколаживании угла падения наблюдается увеличение мощности. Это находится в соответствии с взбросовым характером широтных трещин. Известно, что в выположенных участках поверхностей взбросов легче могут возникнуть полости и пустоты, а также легче могут образоваться оперяющие трещины, чем на интервалах с более крутым падением. Однако в рудных телах Шамлугского месторождения такая 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.

Рудные тела жилообразного типа на Шамлугском месторождении в большинстве случаев обладают южным падением, что находится в соответствии с падением большинства разрывных нарушений этого простирания. Лишь отдельные рудные тела, такие как жилы № 6 и 7, 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. Нередко, однако, рудные тела находятся и на некотором удалении от разрывных нарушений, будучи приуроченными к трещинам, параллельным главному нарушению.

Весьма интересными являются соотношения между жильообразными телами, развитыми в толще пород рудоносного горизонта и кошабертской свиты, и пластообразными телами—штоками,—разрабатывавшимися на контакте или близ контакта рудоносного горизонта с песчаниками. Наблюдения в доступных в настоящее время подземных выработках и построения по буровым скважинам показывают, что в ряде случаев жильообразные тела могут кверху непосредственно переходить в штоки. Это, прежде всего, относится к штоку КЛ, который книзу переходит в жильообразное тело, известное под названием апофизы штока КЛ. Такая же картина наблюдается, по существу, и в линзе 4а, которая на нижних горизонтах представляет типичное жильообразное тело, а под пластовой интрузией «альбитофиров» на горизонте +17 м резко увеличивается в ширине, как бы расползаясь по контакту с жильными породами. Можно предполагать, что и среди отработанных штоков были такие, которые книзу переходили в жильообразные тела. Однако на сохранившихся графических материалах эти особенности строения пластообразных рудных тел—штоков—достаточно отчетливо не отражены. Видимо, многие штоки и не были связаны с залегающими ниже жильообразными телами, а сканчивались книзу более или менее резко. Образование таких штоков, очевидно, было связано с теми рудоносными растворами, которые проникали в межформационные зоны отслаивания и расланцевания непосредственно по крутопадающим трещинам северо-восточного простирания, в то время как в первом случае растворы из трещин северо-восточного простирания поступали в широтные трещины, а затем уже достигали межформационных зон отслаивания и растекались по ним, отлагая свой полезный груз. При переходе жильообразных тел в пластообразные залежи изменяется и залегание отдельных рудных жил и прожилков, слагающих рудные тела жильообразной формы. Эти жилы и прожилки, входя в зону расланцевания и отслаивания, выполаживаются и затем идут параллельно контакту рудоносного горизонта с песчаниками или нижней поверхности пластовых интрузий «альбитофиров». Строение пластообразных залежей—штоков—оказывается, таким образом, близким к строению жильообразных тел и отличие между ними и штоками заключается лишь в форме и условиях зале-

гания. Штоки, так же как и жилообразные тела, состоят из сложенных массивными рудами отдельных жил и прожилков, которые разделены между собой полосами вкрапленного оруденения. Такими особенностями строения пластообразных тел объясняются и нечеткие их контакты и то, что в большинстве случаев штоки залегают не под центральной частью пластовых интрузий, образующих своды над куполообразными выступами кровли рудоносного горизонта, а на склонах этих куполов и, в первую очередь, под выположенными участками нижней поверхности интрузий.

Выше отмечалось, что трещины северо-восточного направления содержат частые проявления оруденения, но в большинстве случаев непромышленного характера. То же самое относится и к трещинам северо-западного простирания. Вдоль последних, как указывалось выше, наблюдаются зоны гидро-термального изменения пород, прожилки и вкрапленность пирита, халькопирита и других сульфидов. Особенно характерна для трещин северо-западного простирания приуроченность к ним проявлений третьего этапа минерализации в виде жил и прожилков галенито-сфалеритового или более сложного пирито-халькопирито-галенито-сфалеритового состава или в виде баритовых и карбонатных жил. Связь полиметаллического и баритового оруденения с трещинами северо-западного простирания в настоящее время видна особенно хорошо в рассечке № 1637, пройденной из восстающего с горизонта—11 м на горизонт +17 м. Иногда баритовое и полиметаллическое оруденение выполняют одну и ту же трещину, но нередко, как и в указанной выше рассечке, приурочены к параллельным, но отстоящим на некотором расстоянии друг от друга трещинам. Проявления оруденения в трещинах северо-западного простирания в пределах Шамлугского месторождения не имеют промышленного значения. Тем не менее, роль разрывных нарушений северо-западного и, в особенности, северо-восточного направления в пространственном размещении рудных тел является очень большой. На структурной схеме Шамлугского месторождения и на карте стратоизогипс кровли рудоносного горизонта видно, что рудные тела распределены по площади месторождения не равномерно, а образуют несколько скоплений. Такие скопления находятся или непосредственно в местах пере-

сечения 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. Эта площадь занимает около 1,5 км². С востока, как отмечалось выше, она ограничена северо-восточным разрывным нарушением, проходящим по Бендикскому участку примерно вдоль русла Бендикского ручья, а затем пересекающему 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. Интересно, что первое разрывное нарушение падает на юго-восток, а второе—на северо-запад. Следовательно, основная масса проявлений гидротермальной деятельности сконцентрирована в лежащем боку этих нарушений.

Говоря о большой роли разрывных нарушений северо-восточного и, в некоторой степени, северо-западного простирания, являющихся поперечными по отношению к крылу Дебедачайского поднятия и «оконтуривающим» его трещинам, следует сказать, что эта роль аналогична роли крутопадающих взбросов и сдвигов на Алавердском месторождении, поперечных по отношению к надвигу, или, забегая вперед, крутопадающих разрывных нарушений на Ахталском месторождении, также являющихся поперечными по отношению к крылу складки и поверхности контакта между «кварцевыми порфирами» и перекрывающими их породами.

Определяющими чертами структуры Ахталского месторождения являются его положение на северо-восточном крыле Дебедачайского поднятия, характер контакта «кварцевых порфиров» с перекрывающими породами дебедачайской свиты и развитие крутопадающих разрывных нарушений различных направлений. Приуроченность месторождения к северо-восточному крылу поднятия обуславливает преимущественное па-

дение пород на северо-восток $20-50^{\circ}$ под углами от 10 до 40° . На северо-восток падает и контакт кварцевых порфиров с вулканогенными породами среднего состава. Отмечавшийся неровный характер этого контакта и большие различия в механических свойствах между кварцевыми порфирами и вулканогенными породами среднего состава, среди которых на месторождении наблюдаются довольно выдержанные горизонты туффитов, послужили причиной развития в процессе складчатости зон отслаивания и рассланцевания близ кровли кварцевых порфиров. Эти зоны рассланцевания характеризуются присутствием глинки трения мощностью в несколько сантиметров, которая обычно наблюдается в кровле барито-полиметаллических рудных тел. Такая глина трения, несомненно, оказывала большое экранирующее влияние на рудоносные растворы и заставляла их отлагать рудные минералы, в основном, непосредственно на контакте кварцевых порфиров с вулканогенными породами среднего состава. Широким развитием на месторождении пользуются разрывные нарушения, среди которых наиболее отчетливо выражены нарушения северо-восточного, но близкого к меридиональному простирания. В число этих разрывных нарушений входят упоминавшиеся ранее сброс, выходящий в устье штольни № 7, и параллельные ему разрывные нарушения, разбивающие месторождение на отдельные блоки. Кроме субмеридиональных разрывных нарушений, на месторождении наблюдаются разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания. Последние являются параллельными контурам крыла Дебедачайского поднятия; сопровождаются они зонами гидротермального изменения и дайками жильных пород различного состава. Трещины северо-восточного простирания также сопровождаются зонами гидротермального изменения и кварцевыми жилами и прожилками. В ряде случаев они выполнены и дайками жильных пород. Наиболее отчетливо выраженные на месторождении разрывные нарушения близкого к меридиональному направления, по мнению М. Л. Лачиняна, являются послерудными. В большинстве случаев они сопровождаются зонами рассланцевания и глиной трения без признаков оруденения. Однако иногда в таких зонах рассланцевания, как, например, в средней части течения Назик-су, выше месторождения, на-

блюдаются сульфидные рудопроявления, которые даже разведывались небольшой штольной. Вероятно, разрывные нарушения близкого к меридиональному простирания существовали и до минерализации, но наиболее интенсивные движения по ним происходили после завершения процессов гидротермальной деятельности и рудоотложения. Таким образом, структура Ахтальского месторождения характеризуется развитием зон отслаивания и рассланцевания на контакте кварцевых порфиров с вулканогенными породами среднего состава, непосредственно локализовавших барито-полиметаллические рудные тела и секущих эти зоны крутопадающих разрывных нарушений, игравших, вероятно, роль рудораспределяющих каналов.

Эти особенности являются характерными и для всего района в целом и для расположенных в его пределах остальных месторождений. Участки интенсивного гидротермального изменения и месторождения находятся там, где широко развиты крутопадающие разрывные нарушения, поперечные по отношению к крыльям брахиантклинального поднятия и пересекающие возникшие в кварцевых порфирах и породах кошабертской свиты и рудоносного горизонта «оконтуривающие» трещины, а на контакте первых с вулканогенными породами среднего состава и последних—с песчаниками зоны отслаивания и рассланцевания. Размещение самих участков развития зон отслаивания и рассланцевания, «оконтуривающих» трещин и поперечных крутопадающих разрывных нарушений в структуре района, очевидно, определяется, в свою очередь, перегибами крыльев Дебедачайского брахиантклинального поднятия. Такими представляются, на основании анализа всех материалов, взаимосвязи различных элементов структуры Алавердского района и их роль и значение в пространственном распределении проявлений интрузивной магматической и гидротермальной деятельности.

V. Взаимоотношения колчеданного оруденения с интрузивными и жильными породами

Вопрос о взаимоотношениях медного и полиметаллического оруденения колчеданного типа с интрузивными и жильными породами заслуживает более тщательного рассмотрения, так как Алавердский рудоносный район изобилует проявлениями глубинной магматической деятельности, особенно распространенными в пределах наиболее крупных рудных полей. В настоящей работе мы не ставим перед собой задачу детального выяснения вопросов развития глубинной магматической деятельности во времени и пространстве, обусловившей появление различных типов интрузивных и жильных пород, так как разрешение этих вопросов требует проведения специальных исследований и анализа большого количества материалов, накопленных в результате прежних работ многих геологов. Поэтому мы ограничиваемся лишь изложением фактов и наблюдений относительно пространственной и временной связи колчеданных рудопоявлений с различными типами интрузивных и жильных пород и краткими замечаниями и соображениями о ходе развития магматической деятельности, необходимыми для понимания этих фактов.

Как указывалось выше, проявления магматической деятельности в Алавердском районе пользуются очень широким распространением. Это относится как к продуктам эффузивной магматической деятельности, так и к продуктам магматической деятельности, протекавшей на глубине. Эффузивная и интрузивная магматическая деятельность протекали в тече-

ние длительного времени, начиная с юры и кончая четвертичным периодом. Однако развитие магматической деятельности не было непрерывным и периоды магматической активности чередовались с периодами относительного покоя, в течение которых накапливались преимущественно осадочные толщи или шел размыв ранее накопившихся отложений.

Чередование периодов магматической активности и периодов магматического покоя было связано с изменениями геотектонического режима в этой части земной коры. При этом, как правило, процессы эффузивной магматической деятельности, с одной стороны, и интрузивной магматической деятельности, с другой стороны, во времени не совпадали. Они протекали при различных состояниях геотектонического режима: эффузивный магматизм проявлялся в периоды прогибания Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны, в то время как интрузивная магматическая деятельность шла преимущественно в течение этапов поднятия этой зоны.

Как указывалось, Сомхето-Кировабадская геотектоническая зона испытала две эпохи интенсивного поднятия. Одна из этих эпох приходится на нижнемеловое время, другая — на послесреднеэоценовое время. Соответственно можно выделить нижнемеловой цикл интрузивной магматической деятельности и предолигоценовый цикл интрузивной магматической деятельности. К первому мы относим (49) внедрение сложенных гранодиоритами и кварцевыми диоритами Кохбской и Ахпатской интрузий. Со вторым циклом связано внедрение Банушчайской гранитной и гранодиоритовой интрузии, апофиза которой, сложенная гранит-порфирами и гранодиорит-порфиритами, прорывает на г. Лалвар отложения среднего эоцена. Не входя в детальное рассмотрение вопроса, заметим, что близость петрографических и петрохимических особенностей интрузивных пород нижнемелового и предолигоценового возраста говорит о происхождении их из единого, долго существовавшего, глубинного магматического очага, несмотря на значительный разрыв во времени между указанными циклами интрузивной магматической деятельности.

Эффузивная магматическая деятельность развивалась также достаточно сложным путем. В течение средней юры в

Алавердском районе закончился полный цикл вулканической деятельности, начавшийся накоплением вулканогенных пород среднего и основного состава, ныне слагающих дебедачайскую свиту. Излияния лав, чередовавшиеся с выбросами пирокластических продуктов, сменились в конечные стадии среднеюрского вулканического цикла преимущественным накоплением обломочных вулканических продуктов среднего и более кислого состава. Завершился среднеюрский вулканический цикл извержениями продуктов кислого—кератофирового—состава, шедшими преимущественно взрывным путем.

В процессе вулканической деятельности часть магмы не достигала поверхности и застывала на некоторой глубине в трещинах и других пустотах в виде даек, трубообразных и штокообразных тел. Субвулканические тела образовывались попутно с вулканической деятельностью и позднее—в верхнеюрское, верхнемеловое и палеогеновое время.

В конце средней юры вулканизм стал затихать. В это время существовали лишь отдельные центры вулканической деятельности, такие, как, например, в пределах Алавердского рудного поля, где с вулканической деятельностью конца средней юры связано формирование шихтахтской свиты. После кратковременного затишья в верхней юре начался новый цикл вулканической деятельности, выразившийся в накоплении эффузивных и пирокластических пород среднего и основного состава. Вулканогенные породы кислого состава в течение верхней юры не отлагались. В конце верхней юры наступил более продолжительный перерыв в развитии вулканизма и в осадконакоплении в связи с тем, что вся Сомхето-Кировабадская геотектоническая зона стала подниматься. Новое прогибание началось в верхнем мелу; оно не захватило Алавердского рудосносного района. Верхнемеловой цикл вулканической деятельности ознаменовался накоплением эффузивных и пирокластических пород, варьирующих по составу от основных до кислых. Появление различных по химизму пород связано с тем, что перерыв в вулканической деятельности был достаточно длительным, вследствие чего в магме могли произойти процессы, приведшие к возникновению дифференцированных магматических расплавов различного состава. В Алавердском районе пропало и новый цикл вулканической деятельности

начались в среднем эоцене. В течение этого цикла шло накопление вулканогенных пород преимущественно среднего и основного состава; кислые разности в пределах района накапливались в резко подчиненном количестве.

Краткий обзор истории развития эффузивной магматической деятельности позволяет сделать вывод о том, что законченные вулканические циклы наблюдаются только после длительных перерывов в развитии вулканизма. Если же перерывы были непродолжительными, как между средней и верхней юрой, новый вулканический цикл оказывался незавершенным. Продукты такого вулканического цикла имели средний или основной состав; лавы и пирокластические породы кислого состава или совершенно не появлялись, или имели весьма небольшое значение.

Тесная пространственная связь вулканогенных и интрузивных пород и близость петрохимических особенностей тех и других позволяют думать, что эти породы произошли из единого магматического очага. Этот очаг, в зависимости от тектонической обстановки, мог давать начало вторичным очагам, развитие которых в одних случаях приводило к образованию эффузивных магматических фаций, а в других случаях — к возникновению интрузий. Эти вторичные магматические очаги, отщеплявшие время от времени от зародившегося в юрское время магматического источника, дали начало разнообразным жильным и гипабиссальным породам.

Жильные и гипабиссальные породы появлялись на всех этапах магматической деятельности и сопровождали проявления как эффузивного, так и интрузивного магматизма. Вследствие этого нами выделяются три группы жильных пород. Первая группа является очень обширной. Она возникла в связи с вулканической деятельностью различных циклов. Представлена эта группа такими породами, как жильные базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириты, жильные кератофиры и кварцевые кератофиры. Характерной особенностью всех пород является их петрографическая близость к соответствующим эффузивам. Отличия часто заключаются лишь в формах залегания и выражаются в том, что субвулканические аналоги эффузивов образуют дайки или трубообразные тела.

Жильные породы субвулканического происхождения возникали на различных этапах развития вулканической деятельности, то есть в среднеюрское, верхнеюрское, верхнемеловое и среднеэоценовое время. Однако непосредственно в Алавердском рудоносном районе развиты, по-видимому, субвулканические жильные породы лишь среднеюрского и верхнеюрского возраста, так как более молодые образования на такой глубине, которая соответствовала бы глубине залегания юрских отложений, вероятно, не могли формироваться. Последовательность внедрения различных типов жильных пород субвулканического происхождения не является, по-видимому, стандартной. Она могла меняться в зависимости от индивидуальных особенностей эволюции того или иного вторичного магматического очага. Наиболее частым был, видимо, такой порядок внедрения, когда первыми локализовались основные, затем средние и, наконец, кислые разности.

Вторая и третья группы жильных пород связаны с интрузивным магматизмом, проявившимся соответственно в нижнемеловое и в предолгоценовое время. В каждой из этих групп присутствуют породы основного, среднего и кислого состава с отчетливо выраженным преобладанием первых. Однако в некоторых участках, как, например, в пределах Шамдугского месторождения, породы основного состава уступают главенствующую роль кислым разностям.

Внедрение жильных пород в течение даже одного цикла интрузивной магматической деятельности происходило в течение длительного промежутка времени, вследствие чего жильные породы наблюдаются не только во вмещающих интрузии образованиях, но и в самих интрузивных породах, которые к моменту формирования жильной серии могли застыть на значительной глубине. О длительности формирования жильной серии свидетельствуют и взаимопересечения даек одних и тех же типов жильных пород. Все это говорит о том, что расплавы, застывание которых привело к образованию жильных пород, связаны с расплавами, давшими интрузии, лишь общностью магматического источника.

Жильные породы в пределах Алавердского рудоносного района в подавляющем большинстве случаев не являются не-

посредственными производными интрузий кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов. В пользу этого говорит и то обстоятельство, что пространственное распределение жильных пород не зависит от положения более крупных интрузивов. Жильные породы встречаются как внутри интрузивов, так и в их экзоконтактной зоне и на значительном удалении от выходов интрузивных пород. Часто даже количество даек или других тел жильных пород в удаленных от интрузивов участках намного превышает количество жильных образований в экзоконтактной и эндоконтактной зоне интрузий. В то же время близость жильных пород и интрузий во времени внедрения и близость петрохимических особенностей интрузивных и жильных пород, связанных с определенным циклом интрузивной магматической деятельности, дают возможность говорить о их происхождении из общего магматического источника, о их парагенетической связи.

Лишь некоторые разности жильных пород, такие, как оливиновые габбро, наблюдающиеся в пределах Алавердского рудного поля, на склонах г. Лалвар и в ряде других мест и имеющие, вероятно, послесреднеэоценовый возраст, происходили из более глубинного магматического источника, не являвшегося родоначальным для развитых в районе гранитоидных интрузий.

Особо следует коснуться вопроса о происхождении «альбитофиров», образующих, как указывалось, дайки или чаще пластовые интрузии, широко развитые в пределах Шамлугского месторождения, на склонах г. Лалвар, на юго-западном склоне г. Кызылташ и в ряде других мест. Напомним, что в комплекс «альбитофиров» входят такие связанные между собой постепенными переходами породы, как плагиогранит-порфиры, микроплагиограниты, альбит-порфиры и кварцевые альбит-порфиры. Формирование комплекса «альбитофиров» происходило, однако, в течение не одной, а нескольких стадий, так как иногда наблюдаются пересечения одних тел другими. В качестве примера можно привести горизонт—140 м Шамлугского месторождения в районе линзы № 8, где дайка альбит-порфиров пересекается дайкой микроплагиогранитов. Относительно происхождения «альбитофиров» вообще и в Алавердском районе, в частности существует ряд мнений. Некоторые исследователи

Малого Кавказа— М. А. Кашкай (24), Г. А. Твалчрелидзе (54, 55) и другие, считают их субвулканическими образованиями, связанными в Алавердском районе с верхнемеловой вулканической деятельностью. Однако это предположение является маловероятным, если учесть, что в описываемом районе верхнемеловые отложения отсутствовали и вулканическая деятельность этого времени протекала на более или менее значительном удалении от этих отложений. Другие исследователи рассматривают жильные тела типа «альбитофиров», распространенные в районах развития колчеданных месторождений, как производные самостоятельных магматических очагов, отщепившихся от глубинного магматического источника на определенном этапе его развития. В нашем случае это предположение также не подтверждается. Комплекс «альбитофиров» в Алавердском районе имеет, вероятно, нижнемеловой возраст, так как пластовые интрузии и дайки этого состава не выходят по вертикали за пределы верхнеюрских отложений, а гальки этих пород встречаются в базальных конгломератах эоцена на склонах г. Лалвар. Имея мезозойский, нижнемеловой, возраст, породы комплекса «альбитофиров» по химизму близки к интрузиям гранитоидов этого же возраста, образуя вместе с ними определенный петрохимический ряд, в который, кроме того, входят и жильные породы среднего и основного состава.

Таким образом, мы считаем необходимым увязывать жильные породы определенного возраста, имеющие глубинное происхождение, с теми магматическими очагами, которые являлись родоначальными и для гранитоидных интрузий этого же возраста. Появление самостоятельных, совершенно не связанных с более крупными интрузиями жильных комплексов, выделяемых М. Б. Бородаевской и В. Н. Котляром (32), в Алавердском районе кажется маловероятным, так как этот район, по существу, пережил лишь начальные и ранние этапы геосинклинального развития. Такие самостоятельные жильные комплексы характерны для древних складчатых сооружений на поздних и конечных этапах развития геосинклинали.

Учитывая изложенные выше соображения, мы выделяем в Алавердском рудоносном районе, кроме жильных пород, свя-

занных с эффузивной магматической деятельностью, жильные породы мезозойского интрузивного цикла и жильные породы предолигоценового интрузивного цикла. Жильные породы мезозойского интрузивного цикла представлены габбро-диабазами и габбро-порфиритами, изредка оливинсодержащими, диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами и входящими в комплекс «альбитофиров» плагиогранит-порфирами, микроплагиогранитами, альбит-порфирами и кварцевыми альбит-порфирами. К жильным породам предолигоценового интрузивного цикла относятся габбро-диабазы и габбро-порфириты второй генерации, диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты второй генерации, гранодиорит-порфириты и, наконец, габбро-диабазы третьей генерации. Таким образом, характер жильных пород, развитых в пределах отдельных участков и, прежде всего, в Алавердском рудном поле, является очень сложным.

Не все типы жильных пород распространены в одинаковой степени. Наиболее распространенными являются, с одной стороны, габбро-диабазы и габбро-порфириты, то есть породы основного состава, и, с другой стороны, представители группы кислых пород, то есть разности, входящие в комплекс «альбитофиров». Следует указать, что разновозрастные, но близкие по составу разности жильных пород очень близки и по петрографическим особенностям и по формам и условиям залегания. Особенно это относится к породам основного и среднего состава—габбро-диабазам, габбро-порфиритам, диорит-порфиритам и кварцевым диорит-порфиритам.

Принадлежность даек этих пород к продуктам мезозойского или предолигоценового цикла интрузивной магматической деятельности может быть определена, по существу, только на основании пересечений даек одного и того же состава, взаимоотношений даек жильных пород и зон гидротермального изменения, а также иногда на основании сравнения петрохимических особенностей. На зарисовках и погоризонтных планах видны пересечения даек различных типов жильных пород и гидротермальные изменения одних из них при отсутствии этих изменений в других. Появление гидротермальных изменений в одних разностях жильных пород и отсутствие их в других,

близких по составу разностях, в пределах одного и того же участка может быть объяснено только тем, что в промежутке между периодами внедрения жильных пород происходила циркуляция гидротермальных растворов, вызывавших изменение не только вулканогенных, но и жильных пород, и приносявших оруденение. Очень большое количество пересечений различных даек жильных пород наблюдается в южной части Алавердского рудного поля, где эти породы особенно широко развиты. В некоторых обнажениях здесь можно видеть как затронутые гидротермальными изменениями габбро-диабазы пересекаются также частично метаморфизованными диорит-порфиритами, а последние—еще более молодыми габбро-диабазами (рис 13). Иногда наблюдается смещение даек габбро-

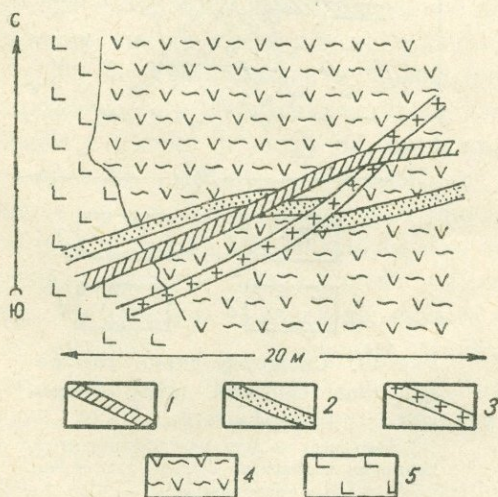


Рис. 13 Пересечение даек различных типов жильных пород на левом склоне долины р. Лалвар.

1) Габбро-диабазы второго цикла; 2) габбро-диабазы первого цикла, частью метаморфизованные; 3) диорит-порфириты первого цикла, частью метаморфизованные; 4) гидротермально измененные порфириты; 5) андезитовые порфириты дебедачайской свиты.

диабазов, секущих микропорфириты, в результате более поздних движений, проходивших по контактам древних даек

(рис. 14). Это, кстати сказать, является неоспоримым свидетельством унаследованности движений по ранее ослабленным направлениям. Неоднократное приоткрывание трещин приводило и к тому, что в одну и ту же трещину внедрялись дайки различного состава. В результате этого возникли, в частности, упоминавшиеся ранее полосчатые дайки, наблюдающиеся в западной части Алавердского рудного поля на правом склоне долины р. Лалвар.

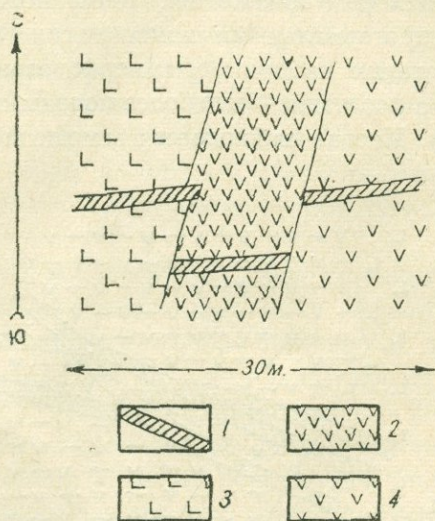


Рис. 14. Смещение дайки габбро-диабазов, секущей дайку микропорфиритов.

1) Габбро-диабазы; 2) микропорфириты; 3) андезитовые порфириты; 4) туфы андезитовых порфиритов.

На Шамлугском месторождении пересечения жильных пород различного или близкого состава встречаются значительно реже, чем в южной части Алавердского рудного поля, поскольку сами жильные породы распространены здесь намного слабее. Однако и на Шамлуге в ряде случаев наблюдаются пересечения даек габбро-диабазов, особенно отчетливо заметные в выработках горизонта—32 м. Несколько пересечений даек жильных пород в процессе детальной геологической съемки

было обнаружено на Бендикском участке. Здесь более древние дайки жильных андезитовых порфиритов и кварцевых кератофириров пересекаются дайками габбро-диабазов и диорит-порфиритов.

Интересные данные можно получить, прослеживая дайки жильных пород в пределах Ахпатской интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов. Некоторые дайки здесь протягиваются на значительные расстояния. В кварцевых диоритах и гранодиоритах Ахпатской интрузии близ западного ее контакта наблюдаются пересечения разновозрастных даек габбро-диабазов. Такие же пересечения габбро-диабазов были встречены и близ северного контакта интрузии в урочище Чатагни. Необходимо сказать, что как более древние, так и более молодые габбро-диабазы, наблюдающиеся в этих пунктах, являются довольно интенсивно измененными и содержат вкрапленность сульфидов, то есть как те, так и другие являются дорудными. Это подтверждает высказанное выше положение о том, что дайки предолитоценного интрузивного цикла часто находятся на значительном удалении от интрузий этого возраста и даже внутри более древних интрузивов. Это связано с длительностью формирования структуры района и с унаследованностью движений по определенным направлениям, что обуславливало появление разновозрастных даек и других тел жильных пород в одних и тех же участках. Унаследованность структурных элементов, возникавших на различных этапах складкообразовательных движений, обусловила и нередкую пространственную связь рудных тел различного состава с дайками и пластовыми интрузиями жильных пород.

Наоборот, пространственная связь оруденения с более крупными интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов выражена весьма не отчетливо или даже совсем отсутствует. Только в региональном плане можно говорить о пространственной близости колчеданного оруденения к гранитоидным интрузиям, поскольку Алавердский рудоносный район окружен и пронизан интрузиями этого состава как обнажающимися на поверхности, так и не вскрытыми в настоящее время эрозией. В большинстве случаев более или менее крупные рудопроявления и месторождения колчеданного типа распо-

ложены на расстоянии не менее одного километра от контакта с интрузиями. Часто даже мелкие рудопроявления или зоны гидротермального изменения вмещающих пород, характерные для колчеданного оруденения, удалены, по крайней мере, на несколько сот метров от интрузий. Например, на Бендикском участке в экзоконтактовой зоне Ахпатской интрузии отсутствуют сопровождающие колчеданное оруденение зоны окварцевания, серицитизации и хлоритизации. Эти зоны появляются на расстоянии около 400—500 м от контакта с интрузией, а зоны с медным оруденением отмечаются лишь в 1—1,5 км от контакта. Такая же картина характерна и для западного контакта Ахпатской интрузии. Содержащие оруденение зоны гидротермального изменения здесь появляются на удалении около одного километра от контакта. Почти полное отсутствие зон гидротермального изменения и колчеданных рудопроявлений отмечается и в экзоконтактовых зонах Кохбской, Чочканской и Банушчайской интрузий так же, как и внутри их самих. Лишь вдоль разрывных нарушений, пересекающих экзо- и эндоконтактовые зоны интрузий, иногда наблюдаются зоны гидротермального изменения с вкрапленностью сульфидов. Отсутствие в большинстве случаев более или менее значительных колчеданных рудопроявлений в непосредственной близости к интрузиям, вероятно, объясняется тем, что в период гидротермальной деятельности температура в экзоконтактовых зонах интрузий еще была достаточно высока и гидротермальные растворы в эти зоны не проникали. Только более поздние порции гидротермальных растворов, отщеплявшихся от глубоких частей магматического очага, могли достигать контактов интрузий, так как к этому времени температура падала до таких пределов, которые допускали циркуляцию гидротермальных растворов в этих участках.

В отличие от гранитоидных интрузий жильные породы, как указывалось, часто концентрируются в пределах рудных полей и месторождений в очень большом количестве. В южной части Алавердского рудного поля дайки жильных пород различного состава и происхождения слагают до 30—40% пространства. В центральной и северной частях рудного поля количество даек жильных пород сильно уменьшается, а в породах рудоносного

горизонта и в песчаниках байос-бата встречаются лишь единичные дайки. Кроме даек, встречаются пластообразные залежи и пластовые интрузии, характерные, главным образом, для «альбитофиров». Особенно четко выступает крупная пластообразная интрузия «альбитофиров», выходящая в виде купола в урочище Жанг к западу от Алавердского рудного поля. В контакте с этой интрузией проходит зона гидротермального изменения северо-западного простирания, несущая сульфидное оруденение. Ряд сульфидных рудопроявлений в контактах даек жильных пород различного состава наблюдается и в южной части Алавердского рудного поля. При этом наибольшими гидротермальными изменениями затронуты жильные породы, связанные с эффузивной магматической деятельностью и с интрузивной магматической деятельностью мезозойского цикла. Однако и в жильных породах, имеющих, по-видимому, более поздний, предолигоценый, возраст, также наблюдаются иногда достаточно интенсивные гидротермальные изменения и в некоторых случаях присутствует вкрапленность сульфидов. Особенно часто в жильных породах субвулканического и интрузивного происхождения наблюдается вкрапленность пирита, концентрирующаяся обычно в зальбандах даек. Медное оруденение в дайках встречается значительно реже. Вкрапленность пирита и халькопирита в жильных породах в южной части Алавердского рудного поля была встречена в дайке габбро-диабазов, проходящей по правому склону долины р. Лалвар близ моста, в дайке габбро-диабазов на левом склоне долины р. Лалвар к северо-востоку от школы и в ряде других мест. Гидротермальные изменения довольно легко развиваются в жильных породах основного и среднего состава, где они выражаются в хлоритизации, карбонатизации и частичном окварцевании. Жильные породы кислого состава, наоборот, являлись весьма устойчивыми к воздействию гидротермальных растворов и в большинстве случаев несут лишь слабые следы гидротермальных изменений или не содержат их совсем. Это связано, вероятно, со специфическими структурами жильных пород кислого состава—фельзитовыми, микрогранитовыми и микропойкилитовыми, с их малой пористостью и, следовательно, непроницаемостью. Вследствие этого

обменные реакции между раствором и породой совершенно не происходили или протекали в очень слабом объеме. В то же время медное оруденение в южной и западной частях Алавердского рудного поля оказывается пространственно приуроченным чаще к жильным породам кислого состава, чем к жильным породам среднего и основного состава. Это, очевидно, связано с тем, что и магма и рудоносные гидротермальные растворы использовали одни и те же структурные элементы для движения вверх от магматического источника, что, в свою очередь, было обусловлено близостью во времени внедрения жильных пород кислого состава и циркуляции рудоносных гидротермальных растворов, несших и отлагавших оруденение.

В центральной части Алавердского рудного поля количество даек жильных пород резко уменьшается по сравнению с южной его частью. Однако и на поверхности и в подземных выработках и буровых скважинах наблюдаются дайки пород основного, среднего и кислого состава, которые в большинстве случаев являются дорудными. В зонах гидротермального изменения в пределах рудоносного горизонта жильные породы очень часто подвергнуты интенсивной хлоритизации, карбонизации и окварцеванию и иногда содержат вкрапленность сульфидов. Кроме дорудных даек, встречаются, судя по погоризонтным планам и данным В. Г. Грушевого (16) и П. Е. Мариносяна, и послерудные дайки габбро-диабазов. На плане горизонта ± 0 саж. показаны два таких пересечения; особенно отчетливо видно пересечение дайкой габбро-диабазов штока № 2. Ряд послерудных даек габбро-диабазов наблюдается и в южной части Алавердского рудного поля, где эти дайки являются самыми молодыми представителями жильных пород. Петрографически послерудные габбро-диабазы отличаются большой свежестью, связанной с почти полным отсутствием в них вторичных минералов. Дайки послерудных габбро-диабазов пересекают дайки других жильных пород и иногда секут рудные жилы и прожилки. Впрочем, пересечения не всегда являются неоспоримым свидетельством более молодого возраста дайки по сравнению с рудной жилой. В некоторых случаях более молодые минеральные жилы на контакте с поперечными дайками могут прерываться, увеличиваясь в мощности, как это наблюдается, например, в скалах южнее селения Алаверди.

На Шамлугском месторождении среди жильных пород резко преобладают породы кислого состава, образующие дайки и значительно более распространенные пластовые интрузии. Преобладающая часть жильных пород кислого состава на Шамлугском месторождении входит в комплекс «альбитофиров», который, как указывалось, связан с мезозойским циклом интрузивной магматической деятельности. Лишь несколько даек гранодиорит-порфиринов, секущих «альбитофиры», являются более молодыми. Выше отмечалось, что «альбитофиры», представляя дорудные образования, сыграли важную роль в локализации оруденения, экранируя гидротермальные растворы, что, наряду с другими факторами, обуславливало осаждение рудных минералов. В пределах Шамлугского месторождения пространственная связь колчеданного оруденения с пластовыми интрузиями и дайками «альбитофиров» является весьма обычной. Сами «альбитофиры», однако, как правило, гидротермальными изменениями затронуты слабо, вследствие тех причин, которые были рассмотрены выше. Лишь иногда в зонах интенсивного дробления в «альбитофирах» наблюдаются прожилки кварца с сульфидами, как, например, в зоне разрывного нарушения северо-восточного простирания на дороге из рудничного поселка в селение Шамлуг. В большинстве же случаев дробление «альбитофиров» происходило лишь в узкой приконтактной зоне пластовых интрузий и даек, где они нередко грубо рассланцованы и содержат рассеянную вкрапленность пирита. Иногда во вмещающих породах близ контакта с дайками вкрапленность пирита сильно сгущается. Сульфиды меди в «альбитофирах» наблюдаются значительно реже, чем пирит. Нередко халькопиритовые прожилки довольно резко отграничены от жильной породы, вследствие чего иногда возникает, как указывалось, представление о послерудном характере «альбитофиров». В некоторых случаях контакты рудных тел с пластовыми интрузиями «альбитофиров» являются прямыми, но на некоторых участках на контакте с «альбитофирами» происходит увеличение мощности рудных жил, слагающих штоки, что может свидетельствовать только в пользу дорудного происхождения «альбитофиров». Рудные жилы и прожилки обтекают выступы залежей «альбитофиров», а иногда

да заходят внутрь их. Такие соотношения наблюдаются на горизонте +50 м между штоком КЛ и пластовой интрузией «альбитофиров» (рис. 15). В штреке 1531 на горизонте—90 м

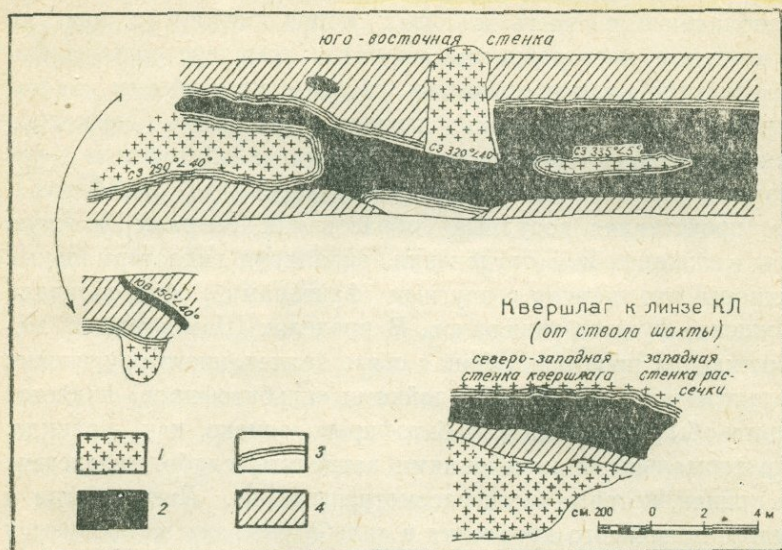


Рис. 15. Характер залегания колчеданной руды на контакте с «альбитофирами» на горизонте 50 м Шамлугского месторождения.

1) «Альбитофиры»; 2) массивная руда; 3) рассланцевание; 4) вкрапленная руда.

также виден контакт рудного тела с дайкой «альбитофиров», окруженной сильно измененными породами типа вторичных кварцитов. По контакту с дайкой проходит зона интенсивного перетирания и рассланцевания, входя в соприкосновение с которой рудная жила резко уменьшается в мощности, но тонкие рудные прожилки мощностью до 2—3 см проникают по сланцеватости в «альбитофиры». Проявления оруденения гидротермальных изменений в «альбитофирах» вскрыты и некоторыми скважинами в центральной и восточной частях месторождения. Напомним также, что на горе Кечал-конд в контакте с «альбитофирами» проходит довольно мощная зона гидротермального изменения и медноколчеданного оруденения. Все эти факты свидетельствуют о достаточно тесной пространственной связи колчеданного оруденения с «альбитофирами», обус-

довленной тем, что циркуляция рудоносных растворов и внедрение кислой магмы во времени были близкими и пути движения первых поэтому часто совпадали с путями движения второй.

В значительно меньшем количестве на месторождении встречаются жильные породы основного состава—габбро-диабазы, образующие дайки обычно небольшой мощности. Большая часть даек габбро-диабазов внедрялась до этапа медной и медно-цинковой минерализации, так как нередко габбро-диабазы близ контакта с рудными телами в зонах гидротермальных изменений затронуты процессами хлоритизации, карбонатизации и окварцевания, а иногда в зальбандах даек наблюдается вкрапленность сульфидов. Очень отчетливо дорудное происхождение даек габбро-диабазов видно на горизонте +17 м и в рассечке 1637, где раздробленные габбро-диабазы в приконтактной части дайки сцементированы полиметаллической рудой. В то же время некоторые дайки габбро-диабазов имеют послерудное происхождение. Они срезают рудные прожилки и баритовые жилы и не несут никаких следов гидротермальных изменений. На горизонте—32 м в штреке 1607 послерудная дайка габбро-диабазов идет рядом с дорудной дайкой габбро-диабазов, иногда пересекая ее. Послерудные дайки габбро-диабазов, пересекающие рудные жилы и прожилки, наблюдаются и в пределах Бендикского участка. На Ахтальском месторождении также отмечаются, наряду с дорудными, послерудные дайки жильных пород основного состава.

Все это говорит о том, что рудоносные растворы отщеплялись от глубинного магматического очага, который в течение длительного периода своего существования являлся источником возникновения вулканогенных, интрузивных и жильных пород. Отщепление рудоносных растворов было неоднократным, но наиболее важные их порции выделялись, как правило, непосредственно вслед за внедрением кислых членов жильных компонентов.

VI. Основные предпосылки для поисков колчеданного оруденения в пределах Северной Армении и направление дальнейших работ

Изложенные в предыдущих главах наблюдения, факты и соображения свидетельствуют о том, что формирование колчеданных месторождений и рудопроявлений в Алавердском рудоносном районе являлось длительным процессом, тесно связанным со всем ходом истории геологического развития этой части земной коры. На геологическое развитие района, определявшееся характером движений земной коры и изменениями этого характера, важнейший отпечаток наложили процессы, происходившие в магматическом очаге, возникшем в недрах этой части Сомхето-Кировабадской геотектонической зоны в юрское время. Развитие этого магматического очага являлось длительным и сложным. Этот первичный магматический очаг на определенных этапах давал вторичные магматические очаги, которые, в зависимости от направленности и интенсивности тектонических движений, в одних случаях питали вулканические аппараты, извергавшие магматические расплавы на земную поверхность, а в других случаях застывали на глубине. Вторичные эффузивные магматические очаги являлись теми источниками, из которых происходили различные по составу эффузивные и пирокластические породы, слагающие стратиграфо-литологический разрез района. С этими же

очагами были связаны и некоторые дайки жильных пород, застывавших на небольшой глубине от поверхности, а также и высоконагретые газовые и водные растворы, выносившие из магмы различные компоненты.

Однако значительно большее количество даек жильных пород возникло в связи с интрузивной магматической деятельностью, протекавшей в мезозойское и в предолигоценное время. Эти жильные породы не являлись непосредственными дериватами гранитоидных интрузий, а отщеплялись от глубинных частей магматического очага, откуда магма поднималась по трещинам глубокого заложения в верхние горизонты земной коры. Непосредственно связанные с гранитоидными интрузиями жильные породы—аплиты и пегматиты—имеют в районе весьма ограниченное распространение, а в некоторых интрузивах, в частности в Ахпатском, почти полностью отсутствуют.

Периоды интрузивной магматической активности, приводившие к формированию интрузивных и жильных комплексов, одновременно являлись и периодами интенсивной гидротермальной деятельности, обладавшей намного большими масштабами и большей результативностью, чем гидротермальная деятельность, связанная с эффузивным магматизмом. Гидротермальные растворы в периоды интрузивной магматической активности так же, как и дайки жильных пород, отщеплялись от глубинных частей магматических очагов, где происходили сложные процессы ассимиляции и дифференциации, приводившие, наряду с возникновением магматических расплавов различного состава, к накоплению летучих веществ. В процессе эволюции магматического очага выделение гидротермальных растворов происходило неоднократно, но лишь определенные погонны гидротерм оказывались насыщенными рудными компонентами. Отделение от магмы таких рудоносных погоннов гидротермальных растворов следовало в основном за формированием кислых членов жильных компонентов. На основании изложенных выше соображений можно считать, что было, по крайней мере, три этапа циркуляции рудоносных гидротермальных растворов и соответственно три этапа минерализации. В течение первого этапа минерализации, связанного с послевулканической деятельностью газовых и водных растворов, отлагался преиму-

щественно в виде рассеянной вкрапленности серный колчедан. Более продуктивными явились второй и третий этапы минерализации, связанные с деятельностью отделившихся от глубинного магматического очага гидротермальных растворов. С самого начала своего существования магматический очаг содержал, кроме породообразующих элементов и летучих веществ, серу, медь, свинец, цинк, барий и другие более редкие металлы халькофильного ряда. Летучие рудоносные погоны второго и третьего этапов минерализации содержали в том или ином количестве все перечисленные элементы. Однако относительное значение различных элементов в течение того и другого этапа было неодинаковым. Гидротермальные растворы второго этапа минерализации были насыщены серой, медью, в меньшем количестве—цинком и в еще меньшем—свинцом. С течением времени состав летучих погон менялся в связи с процессами эволюции магматического очага, вследствие чего для гидротермальных растворов третьего этапа минерализации характерным было возрастание роли свинца, цинка и бария, хотя медь также оставалась важным компонентом растворов.

Таким образом, второй этап минерализации ознаменовался преимущественным отложением медных и медно-цинковых руд, в то время как для третьего этапа минерализации наиболее характерным было барито-полиметаллическое оруденение. Однако в результате ряда причин, влиявших на порядок отложения рудных и нерудных минералов, в течение второго этапа минерализации могли появиться рудные тела полиметаллического и свинцово-цинкового состава, так же как в течение третьего этапа минерализации, наряду с преобладающим барито-полиметаллическим оруденением, формировались рудные тела серноколчеданного и медноколчеданного состава. Большинство данных говорит в пользу того, что основная часть оруденения в пределах Алавердского и Шамлугского месторождений отложилась в мезозойское время. Однако могло происходить и происходило, вероятно, наложение в некоторых случаях на ранее образовавшиеся рудные тела рудопроявлений предолigoценового времени, что обуславливалось унаследованностью и преемственностью в развитии структурных элементов на различных этапах деформации.

Распределение оруденения колчеданного типа в пространстве определяется сочетанием стратиграфо-литологических и структурных факторов, рассмотренных в предыдущих главах. Знание этих факторов дает необходимые предпосылки для поисков колчеданного оруденения в Алавердском районе и прилегающих к нему участках. К числу важнейших геологических предпосылок, определяющих направление поисковых и разведочных работ на медные и полиметаллические руды в Алавердском районе, относятся следующие:

1. Исключительно большое значение для поисков и разведки имеет приуроченность медного и полиметаллического оруденения промышленного значения к толщам кислых вулканогенных пород. В Алавердском районе такими благоприятными для локализации колчеданного оруденения толщами являются толща ахтальских «кварцевых порфиров», кошабертская свита и рудоносный горизонт байоса. Все эти толщи имеют юрский возраст. В прилегающих к Алавердскому району с севера и юга районах промышленное колчеданное оруденение локализуется также в кислых вулканогенных толщах верхнемелового и среднеэоценового возраста. Разделяющие горизонты вулканогенных пород кислого состава, толщи вулканогенных пород среднего и основного состава, или туфогенно-осадочных пород, такие, как дебедачайская свита или свита песчаников байос-бата в Алавердском районе, оказываются малоперспективными для поисков промышленного оруденения, хотя и могут содержать большое количество мелких рудопроявлений. Таким образом, прослеживание и изучение толщ кислых вулканогенных пород является важнейшей первоочередной задачей при поисках колчеданных руд в пределах известных рудных полей и в прилегающих к ним участках.

2. Внутри благоприятных для локализации колчеданного оруденения толщ распределение оруденения в значительной мере зависит от литологических особенностей того или иного горизонта. Как правило, наиболее часто колчеданные руды размещаются в породах, обладающих наиболее высоким содержанием кремнезема и щелочей и имеющих кератофировый состав. При этом обычно более легко подвергались гидротермальным изменениям и замещались сульфидами пирокластиче-

ские породы, в то время как эффузивы того же состава являлись более устойчивыми к процессам метасоматоза. Однако и пирокластические породы не все в одинаковой мере изменялись под воздействием гидротермальных растворов и не в одинаковой мере локализовали в себе руды. Наиболее интенсивные гидротермальные изменения наблюдаются чаще всего в пирокластических породах со средним размером обломочных частиц; очень тонкие или, наоборот, грубообломочные разновидности пирокластических пород, как правило, изменялись гидротермальными растворами в меньшей степени. Таким образом, колчеданные месторождения Алавердского района не представляют исключения из общего ряда колчеданных месторождений, для которых характерна преимущественная приуроченность к пирокластическим породам кислого состава.

3. Процессы гидротермального изменения и рудоотложения шли в течение длительного времени, вследствие чего могли меняться физико-химические условия среды, то есть ее температура, давление и концентрация компонентов в растворах и вмещающих породах. Изменения физико-химических условий привели к тому, что состав руд на различных этапах минерализации мог меняться так же, как мог меняться и характер гидротермальных изменений рудовмещающих пород. Выделяется три главных этапа рудоотложения, из которых первый являлся, в основном, серноколчеданным, второй—медноколчеданным и медно-цинковым, а третий—барито-полиметаллическим. Часто, однако, проявления различных этапов минерализации находятся в одних и тех же участках, что обуславливается, в первую очередь, особенностями истории формирования структуры, характеризующейся унаследованностью структурных элементов на различных этапах деформации.

4. Наиболее распространенными и важными типами гидротермальных изменений околорудных пород являются окварцевание, серицитизация и хлоритизация. Меньшее распространение имеет такой специфический процесс изменения рудовмещающих пород, как огипсование, результаты которого, однако, являются важными индикаторами наличия оруденения в определенном участке. Минералогический состав гидротермально измененных пород зависит, в первую очередь, от пер-

воначального состава подвергавшихся изменениям разностей. Для кислых вулканогенных пород наиболее важные типы гидротермальных изменений представляют окварцевание и серицитизация, для пород среднего и основного состава очень большую роль играют хлоритизация и карбонатизация. Длительность процесса рудоотложения, шедшего в значительной степени метасоматическим путем, обусловила появление в некоторых случаях метасоматической зональности, имеющей определенное поисковое значение. Эта зональность выражается в развитии метасоматического кварца близ рудных тел и в зонах трещиноватости. Иногда близ рудных тел появляется хлорит. Определенную помощь при поисках колчеданного оруденения может оказать зональность в распределении различных типов руд. Эта зональность наблюдается только в отдельных месторождениях и заключается в том, что в нижних горизонтах распространено серноколчеданное и медное оруденение, а в верхних горизонтах чаще встречаются барито-полиметаллические или баритовые рудные тела. Горизонтальная и вертикальная зональность в размещении отдельных месторождений в пределах всего района выражена крайне плохо или совсем отсутствует.

5. Чрезвычайно большое значение для поисков и разведки колчеданного оруденения имеют структурные особенности района, отдельных рудных полей и отдельных месторождений. Только при благоприятном сочетании структурных и стратиграфо-литологических факторов в определенных участках появляются промышленные скопления медноколчеданных и полиметаллических руд. Такие участки приурочены преимущественно к крыльям Дебедачайского брахиантиклинального поднятия, где развиваются осложняющие крылья складчатые структуры более высокого порядка. Иногда, однако, такие более мелкие складки возникали и в сводовой части Дебедачайской брахиантиклинали. Важнейшими чертами структуры отдельных рудных полей и месторождений Алавердского района, определяющими направление гидротермальных процессов и локализацию оруденения, являются разрывные нарушения и зоны межформационного дробления и отслаивания. Промышленные концентрации руд возникали там, где в толще кварце-

вых порфиров, в кошабертской свите и в рудоносном горизонте байоса развивались разрывные нарушения и связанные с ними зоны повышенной трещиноватости параллельного крыльям Дебедачайской брахиантиклинальной складки простирания («оконтуривающие» трещины), поперечные и диагональные к крыльям складки крутопадающие разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания, а на контакте «кварцевых порфиров и рудоносного горизонта байоса с перекрывающими породами образовывались зоны межформационного отслаивания и рассланцевания. При этом «оконтуривающие» трещины и зоны рассланцевания и отслаивания являются важнейшими рудовмещающими элементами структуры, а поперечные к ним трещины северо-восточного и северо-западного простирания в процессе рудоотложения играли, в основном, роль рудораспределяющих каналов и приуроченные к ним рудопроявления имеют преимущественно непромышленный характер. Большое значение для поисков колчеданного оруденения в Алавердском районе и для оценки перспективности отдельных площадей в его пределах имеет то обстоятельство, что участки максимального развития дорудных разрывных нарушений и межформационных зон отслаивания и рассланцевания оказываются приуроченными главным образом к перепидам крыльев Дебедачайской брахиантиклинали.

6. Структурные факторы определяют не только закономерности пространственного размещения оруденения, но и форму и условия залегания рудных тел. Приуроченные к зонам межформационного дробления и отслаивания рудные тела—«штоки»—имеют пластообразную или линзообразную форму. В зонах трещиноватости, связанных с крутопадающими разрывными нарушениями, развиваются жилообразные и жильные рудные тела. Рудные тела жилообразной и жильной формы обладают преимущественным падением в те румбы, в которые падает и крыло брахиантиклинали. Обратные падения наблюдаются реже. При достаточно широком развитии крутопадающих рудных тел, наряду с пластообразными залежами, в особенности в пределах Шамлугского месторождения, очевидно, целесообразно перейти при поисково-разведочных работах от бурения вертикальных скважин к бурению наклонных сква-

жин. Значительную помощь в направлении разведочных работ могут оказать наблюдающиеся в некоторых случаях переходы от жильобразных рудных тел, развитых в нижних частях рудоносного горизонта и в кошабертской свите, к пластообразным и линзообразным телам, залегающим в зонах отслаивания близ кровли рудоносного горизонта.

7. Общность родоначального магматического очага, дававшего на различных этапах своего развития магматические инъекции и гидротермальные растворы, и длительность формирования структуры района и отдельных рудных полей при унаследованном, в общих чертах, характере движений вдоль ранее возникших ослабленных направлений, обуславливают нередкое совместное пространственное нахождение рудных тел и пластовых интрузий и даек жильных пород. Особенно тесную связь рудные тела медноколчеданного состава обнаруживают с дайками и пластовыми интрузиями жильных пород кислого состава—«альбитофиров», внедрение которых, вероятно, непосредственно предшествовало циркуляции рудоносных гидротермальных растворов, использовавших нередко пути движения «альбитофиров» магмы. Пластовые интрузии «альбитофиров», внедрявшиеся в зоны межформационного дробления, в ряде случаев экранировали рудоносные растворы, которые и отлагали здесь значительную часть полезных компонентов. Вследствие этого под нижними поверхностями пластовых интрузий «альбитофиров» во многих случаях находились штоки колчеданных руд. Штоки чаще всего оказывались приуроченными к склонам и выположенным участкам нижних поверхностей пластовых интрузий, где возникали наиболее благоприятные условия для развития дорудной сланцеватости.

74

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Р. Н., Кашкай М. А. и др. Особенности металлогении Азербайджана. «Сов. геология», № 3, 1958.
2. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
3. Абиx Г. В. Несколько замечаний об Алавердском и Шамлугском рудниках в Сомхетии. «Горный журнал», № 2, 1856.
4. Амирасланов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них. ОНТИ НКТП СССР, 1937.
5. Амирасланов А. Р. Структурные факторы, контролирующие локализацию колчеданных месторождений Советского Союза. Вopr. геол. Азии, т. II, изд. АН СССР, 1955.
6. Аслaнян А. Т. Региональная геология Армении. Госгеолтехиздат, 1958.
7. Аслaнян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949.
8. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
9. Белоусов В. В. Типы складчатости. «Сов. геология», № 1, 1958.
10. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1956.
11. Бородаевский Н. И. О значении наблюдений над дайками изверженных и жильных пород при изучении рудных месторождений. «Сб. рудничной геологии», 1946.
12. Вaнюшин С. С., Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Кафанское колчеданное месторождение. Изд. АН АрмССР, 1957.
13. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. АН СССР, 1952.
14. Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных месторождений. Сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
15. Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов. Госгеолтехиздат, 1957.
16. Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). «Тр. ГГРУ», 1930.
17. Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (сев. часть Армении и соседний район Грузии). «Тр. Груз. геол. упр.», вып. II, 1941.

18. Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района Армянской ССР (Закавказье), «Тр. ЦНИГРИ», вып. 3, 1935.
19. Додин А. Л. Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района ЗСФСР. ОНТИ НКТП СССР, 1935.
20. Заварицкий А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай, Учалы. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1943.
21. Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. «Тр. геол. ин-та АН СССР», т. VIII, 1938.
22. Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. Госгеолтехиздат, 1957.
23. Иванов С. Н. Колчеданные месторождения. Сб.: «Минералогия Урала», изд. АН СССР, 1954.
24. Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. «Сов. геология», сб. 50, 1956.
25. Каюпов А. К. и др. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. Сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая», 1957.
26. «Колчеданные месторождения Урала». Сб.: Изд. АН СССР, 1950.
27. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб.: «Осн. проблемы в учении о магматоген. рудн. месторожд.». Изд. АН СССР, 1953.
28. Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 12, 1957.
29. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, 1957.
30. Королев А. В. и Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их структурного анализа. Госгеолтехиздат, 1955.
31. Котляр В. Н. Материалы к изучению рудных месторождений сев. части ССР Армении. «Тр. ВГРО», вып. 335, 1934.
32. Котляр В. Н. Q магматических комплексах и оруденении. «Сов. геология», сб. 43, 1955.
33. Котляр В. Н. Структура Зангезурского рудного поля. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1938.
34. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
35. Курек Н. Н., Наковник Н. И. и др. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.
36. Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН СССР, 1947.
37. Магакьян И. Г. Металлогения северной части Армении. «Изв. АН АрмССР», № 3, 1946.
38. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов геология», № 7, 1959.
39. Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении ДАН АрмССР, т. XXVIII, № 2, 1959.

40. Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.
41. Мовсесян С. А. и Степанян О. С. Медные месторождения Армении. Изд. Арм. ФАН, 1943.
42. Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изд. СПб Политехн. ин-та, т. XVII, 1912.
43. Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Госгеолиздат, 1948.
44. Пэк А. В. Структура Дегтярского месторождения и рудного поля Левихи. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1943.
45. Саркисян С. Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Изд. КИМС, 1957.
46. Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1957.
47. Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1946.
48. Сопко П. Ф. Жильные породы Алавердского района Армении. «Тр. Воронеж. гос. ун-та», вып. XXX, 1954.
49. Сопко П. Ф. О возрасте интрузивных пород Северной Армении. «Вопр. теор. и прикл. геол.», сб. 3, 1947.
50. Сопко П. Ф. Роль структурных и стратиграфо-литологических факторов в размещении колчеданного оруденения в пределах Сев. Армении. Сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», № 2, 1959.
51. Сопко П. Ф. Структура Шамлугского медноколчеданного месторождения. Сб.: «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений», № 2, 1958.
52. Степанян О. С. Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. АрмФАН, вып. 4, 1938.
53. Степанян О. С. Южная часть Алавердского месторождения. «Тр. Арм. ФАН», 1939.
54. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические эпохи Кавказа. «Сов. геология», сб. 59, 1957.
55. Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
56. Теряев А. С. Особенности структуры и методики разведки Шамлугского месторождения. «Разв. и охрана недр», № 1, 1958.
57. Успенский Н. С. Кедабекский тип месторождений на Кавказе. Изд. О-ва горн. инж., 1916.
58. Хачатурян Э. А. К геохимии руд колчеданной формации Северной Армении. «Изв. АН АрмССР», № 4, 1957.
59. Хачатурян Э. А. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, № 5, 1959.
60. Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. Сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая», 1957.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
I. Краткая геологическая характеристика Алавердского рудоносного района и расположенных в его пределах колчеданных месторождений	13
II. Стратиграфо-литологический контроль колчеданного оруденения в Алавердском районе	43
III. Краткие сведения о типах руд, окколорудных изменениях вмещающих пород и их поисковом значении	58
IV. Структурный контроль оруденения	83
V. Взаимоотношения колчеданного оруденения с интрузивными и жильными породами	143
VI. Основные предпосылки для поисков колчеданного оруденения в пределах Северной Армении и направление дальнейших работ	160
Литература	168

ПАВЕЛ ФИЛИПPOBИЧ СОПКО
Геология колчеданных месторождений
Алавердского рудного района

Отв. редактор Э. А. Хачатурян
Редактор издательства Р. А. Штибен
Переплет К. А. Ютунджяна
Техн. редактор П. А. Сароян
Корректор С. М. Даниелян

РИСО 645. Изд. № 1863. Заказ 217 Тираж 500 В

Сдано в производство 1/X 1960 г. Подписано к печати 3.XI 1961 г.
Печ. л. 10,75. Уч.-изд. 9,54 л. Бумага 60×92¹/₁₆. Цена 66 к.

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

1418