

РУДНЫЙ УЗЕЛ
АЛАВЕРДИ-ШАМЛУГ-АХТАЛА

Ереван

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

**ԱՂԱՎԵՐԴԻ - ՇԱՄԼՈՒՂ - ԱԽԹԱԼԱ
ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՀԱՆԳՈՒՅՅԸ**

(ՀԱՆՔԱՅՆԱՅՄԱՆ ԿԱՆԽԱՏԵՍՄԱՆ ԳԻՏԱԿԱՆ ՀԻՄՔԵՐԸ
ԵՎ ԵՂԱՆԱԿՆԵՐԸ)

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

РУДНЫЙ УЗЕЛ
АЛАВЕРДИ-ШАМЛУГ-АХТАЛА

(НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗА
РУДОНОСНОСТИ)

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *А. Е. Кочарян*

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *К. А. Карамян,*

кандидаты геолого-минералогических наук

Г. А. Казарян, К. Х. Аракелян

АВТОРЫ:

*Карапетян А. И., Амирян Ш. О., Мелконян Р. Л., Гуюмджян О. П.,
Пароникян В. О., Алтунян А. З., Азизбекян М. С., Налбандян Э. М.,
Зограбян С. А., Каплянц П. М., Галстян А. Р., Григорян Л. А.*

Р836 Рудный узел Алаверди-Шамлуг-Ахтала: (Научные основы и методы прогноза рудоносности)/Карапетян А. И., Амирян Ш. О., Мелконян Р. Л., и др. В надзаг.: АН АрмССР, Ин-т геол. наук.—Ер., . . . Изд-во АН АрмССР, 1987.—186 с. илл.—2.

Монография посвящена научным основам прогнозной оценки рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала. Определены важнейшие факторы, обуславливающие образование различных рудных месторождений, для каждого типа оруденения определены комплексы критериев, на основании которых возможен обоснованный прогноз оруденения. Особое место отведено новейшим методам прогноза, на основании которых определены наиболее перспективные участки, где возможно выявление промышленного оруденения. В книге дано направление дальнейших поисково-разведочных работ для расширения разведочных запасов в пределах эксплуатируемых месторождений.

Адресуется специалистам в области металлогении рудных месторождений вулканогенно- и плутоногенно-гидротермального генезиса.

1904000000
Р ————— 49—86
703(02)—87

ББК 26.325

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга подготовлена коллективом специалистов, многие годы занимающихся проблемами региональной металлогении, формационного анализа руд, тектонического строения, магматизма, литологии и стратиграфии Алавердского рудного района и прилегающих частей территорий Малого Кавказа. Она представляет продолжение предыдущих исследований большого коллектива геологов, нашедших отражение в многочисленных публикациях К. Н. Паффенгольца, И. Г. Магакьяна, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, С. С. Мкртчяна, В. Г. Грушевого, С. И. Баласаняна, Г. А. Казаряна, В. Т. Акопяна, Э. А. Хачатряна, Н. Р. Азарянц, Э. Г. Малхасяна, авторов настоящей книги, а также многих других исследователей, указанных в списке литературы.

Проведению исследований по стратиграфии, тектонике, магматизму рудного района, а также региональной металлогении и другим направлениям геологической науки, выполнявшимся в разные годы по тематике Института геологических наук АН Армянской ССР, оказывали содействие Э. Х. Гулян, Л. Г. Тер-Абрамян, многие работники производственных геологических организаций. В процессе исследований авторы имели возможность консультироваться с академиками В. И. Смирновым, И. Г. Магакьяном, Г. А. Твалчрелидзе, чл. корр. АН СССР Д. В. Рундквистом, профессором Г. Ф. Яковлевым и др.

Приводимые в настоящей работе результаты обобщения и систематизации данных по поисково-прогнозным критериям рудности изученной территории авторы рассматривают как очередной этап на пути дальнейших разработок основ научного прогноза и поисков эндогенных рудных месторождений Алавердского рудного района—одного из важнейших горнорудных центров нашей страны.

Выпуск книги приурочен к 50-летию Института геологических наук Академии наук Армянской ССР, в тематике которого разработка основ научного прогноза эндогенного оруденения всегда имела первостепенное значение.

Проблема практического использования в народном хозяйстве познанных закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре продолжает оставаться наиболее важной проблемой, стоящей перед геологической наукой. С целью расширения минерально-сырьевой базы страны и повышения эффективности геолого-поисковых и разведочных работ необходимо в еще больших масштабах проводить прогнозно-металлогенические исследования, разработать и внедрить в практику прогнозных работ новые, более объективные, основанные на всесторонних научных исследованиях методы прогноза оруденения.

Рудный узел Алаверди-Шамлуг-Ахтала относится к числу важнейших в отношении рудоносности территорий республики. Здесь, на площади порядка 70 кв. км., известны промышленные месторождения медных (Шамлуг, Алаверди) и полиметаллических (Ахтала) руд, выявлено большое число рудопроявлений и аномальных участков. На базе разведанных запасов руд действует обогатительная фабрика, многие годы работает Алавердский медеплавильный завод. Обеспечение этих объектов в ближайшем будущем надежными запасами руд относится к числу актуальных, но исключительно сложных задач, стоящих перед геологическими организациями республики. Успешному его решению во многом способствовало бы правильное определение направлений дальнейших поисковых и поисково-разведочных работ. Речь идет о том, чтобы путем применения известных к настоящему времени методов прогнозирования выделить из значительного числа рудопроявлений и аномалий такие, которые наиболее перспективны в отношении возможного обнаружения промышленных концентраций руд. Это позволит избежать непомерных затрат, связанных с проверкой всех выявленных рудопроявлений и аномалий. В настоящее время, когда благодаря применению различных методов геологических исследований получается большая информация о каждом из конкретных рудопроявлений или аномалий, возникла необходимость при определении направлений поисковых работ перейти к более совершенным и объективным методам об-

работки информации. Интерпретация этих данных традиционными качественными способами, ввиду чрезвычайно большой роли субъективных представлений исследователей, не удовлетворяет современным требованиям. Кроме того, качественная интерпретация получаемой информации чрезвычайно затруднительна, так как с увеличением числа рассматриваемых признаков сложность интерпретации возрастает в геометрической прогрессии (Количественные . . ., 1980). Недостаточно четко или очень слабо проявленные связи между различными признаками, наряду с исключительно большим объемом исходной информации, требуют перехода к количественной интерпретации всего комплекса геологических данных. Основанный на количественной оценке различных критериев рудоносности прогноз оруденения является более надежным и, как показывает опыт ряда организаций, для хорошо изученных комплексом геофизических и геохимических методов районов ошибка распознавания месторождений составляет 10—30%, а безрудных участков—0—15% (Н. Н. Боровко и др. 1973, В. Н. Гагаев, 1972). С помощью количественного прогноза возможно существенно локализовать перспективные участки. Степень этой локализации в зависимости от особенностей геологического строения и степени изученности прогнозируемых территорий колеблется в пределах от нескольких до десятков процентов общей прогнозируемой территории (Н. Н. Боровко, 1973; Л. Т. Мишин, 1974). Другими словами, качество прогноза оруденения (в том числе и количественного) прежде всего зависит от качества геологической и других карт, масштаб которых в зависимости от поставленной задачи разный.

Авторами настоящей работы в качестве основы прогноза оруденения в пределах рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей Алавердского рудного района была выбрана структурно-формационная карта масштаба 1:50.000, которая содержит почти все данные, полученные к настоящему времени различными геологическими организациями, проводившими поисковые, разведочные и научно-исследовательские работы. Благодаря применению формационного анализа магматических, метасоматических, рудных и др. образований, стало возможным выявить наиболее важные особенности геологического развития рудного района, создать объективную основу для определения высокоинформативных, информативных и неинформативных критериев, для прогноза оруденения каждой конкретной рудной формации. Металлогеническая карта, созданная на структурно-формационной основе, служила основанием выявления взаимосвязей между рудными, магматическими, метасоматическими и другими формациями, создания различного рода металлогенических построений, направленных на распознавание закономерностей раз-

мещения рудных месторождений во времени и в пространстве, выделения в пределах рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей Алавердского рудного района локальных участков, которые по совокупности данных наиболее сходны с участками развития месторождений Алаверди, Шамлуг или Ахтала и, следовательно, наиболее перспективны в отношении поисков месторождений аналогичного типа. Речь идет о качественном и количественном истолковании комплекса данных и определении таких участков, в пределах которых в достаточной степени обоснована вероятность обнаружения промышленных концентраций руд. Это прогнозирование, однако, имеет приближенный характер, оно связано с определенной степенью риска и поэтому может оправдываться не наверняка, хотя его достоверность по сравнению с участками, выдвигаемыми только на основании качественных методов, выше и, следовательно, меньше ошибочных оценок.

Выбор критериев для количественной оценки перспектив рудоносности основан на имеющихся к настоящему времени данных, которые, однако, характеризуются недостаточной однородностью, поэтому необходимо провести дополнительные исследования для обеспечения равномерной изученности всей территории рудного узла и прилегающих частей в отношении всех рассматриваемых информативных критериев.

Методика количественного прогнозирования оруденения и составление соответствующих прогнозно-металлогенических карт в настоящее время находится в стадии разработки. Для ее дальнейшего усовершенствования важное значение имеет, с одной стороны, обобщение соответствующих материалов, полученных геологическими организациями, и углубление научных основ прогнозирования, с другой—совершенствование известных и создание новых методов прогноза. Авторы настоящей работы надеются, что предлагаемые результаты опыта количественного прогноза оруденения могут способствовать более широкому применению и совершенствованию количественных методов прогноза оруденения, созданию новых методов прогноза для повышения эффективности поисково-разведочных работ, более успешному решению поставленных XXVII съездом КПСС важнейших задач по укреплению и расширению минерально-сырьевой базы страны.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ РУДНОГО УЗЛА АЛАВЕРДИ-ШАМЛУГ- АХТАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Важнейшая цель проведенных многолетних геологических исследований—выявление всех факторов, обуславливающих образование и размещение оруденения и установление степени влияния каждого из выявленных факторов на рудообразование.

Изучение особенностей размещения месторождений представляет собой ранний этап познания закономерностей локализации оруденения и, согласно Д. В. Рундквисту (1978), включает в себе выявление (в результате геологических исследований) устойчивых пространственных, временных и генетических связей оруденения (месторождений определенного типа) с геологическими образованиями различных иерархических уровней, масштабов и порядков. Связь эта, согласно указанному исследователю, может быть выявлена по отношению к тектоническим структурам различных типов, геологическим формациям, породам, зонам распространения отдельных минералов или ореолам аномальных (повышенных или пониженных) концентраций того или иного элемента. Возможно определение связи оруденения с теми или иными периодами геологической истории, этапом или стадией развития отдельной структуры в зависимости от времени формирования, последовательности проявления процессов и т. д.

Второй этап познания закономерностей локализации оруденения преследует цель выявить причины, обуславливающие установленные закономерности, т. е. определить факторы, способствующие или препятствующие образованию месторождений. Способствующие рудообразованию факторы различными исследователями именуется по-разному: факторы рудоносности, рудоконтролирующие факторы, металлогенические факторы и т. д.

Ю. А. Билибин (1947) применял термин «металлогенический фактор». Все металлогенические факторы, обуславливающие распределение во времени и пространстве магматогенных рудных

месторождений, им были объединены в трех группах: тектономагматической, структурно-литологической и глубины эрозионного среза, сочетание которых определяет металлогенический облик рудоносной площади.

Е. Т. Шаталов (1964) металлогенические факторы, определяющие закономерности формирования и размещения оруденения в рудных районах и более локальных рудоносных площадях, называет рудоконтролирующими. Среди них он выделяет литологические, структурную и магматическую группы факторов, которые как бы вытекают из более общих факторов. Контролируя и детализируя их содержание, он в свою очередь делит их на более дробные, связанные между собой постепенными переходами.

П. А. Шехтман (1968) факторы рудообразования подразделяет на рудогенические, рудоконтролирующие и рудолокализирующие классы, среди которых выделяются следующие наиболее важные группы факторов: литолого-петрографические, структурные, тектонические, магматические, седиментационные, физико-химические и глубины эрозионного среза. Рудогенические факторы по своим масштабам проявления являются региональными, они значительно превосходят размеры объектов прогнозирования (месторождения, рудные поля и т. д.) и могут учитываться только при средне- и мелкомасштабных построениях. Они определяют вещественный состав руд, место среды и время процесса рудообразования в широком геотектоническом плане (Т. М. Марипов и др., 1983). Рудолокализирующими факторами, по А. В. Королеву и П. А. Шехтману (1968), могут служить все элементы неоднородности геологического строения (разломы, контакты интрузивных тел, поверхности несогласий и стратификаций, разделяющие толщи пород различными свойствами, элементы физической анизотропии, различные геохимические барьеры и т. д.), создающие условия проникновения минерализующих растворов к местам рудообразования. Относительно процессов оруденения они являются нестационарными факторами внешнего действия. Их рудоконтролирующая роль в зависимости от общего тектонофизического состояния среды (нагружение—сжатие, разгрузка—растяжение) в различных этапах тектонического развития среды существенно меняется. Рудолокализирующими факторами согласно указанным исследователям служат определенные проявления геологической среды (состав, структурно-текстурные и физико-механические свойства пород, условия их залегания и степень их деформированности) в определенных физико-химических термодинамических и тектонофизических условиях. Рудолокализирующие факторы, также как и рудоконтролирующие, имеют локальный характер, а степень благоприятности создаваемых ими условий локализации в пространстве существенно меняется.

Критерии* прогноза (или прогнозирования) оруденения устанавливаются на основе анализа закономерностей размещения месторождений и рудоконтролирующих факторов. Представляют они собой отличительные признаки месторождений. К критериям прогноза, по Д. В. Рундквисту (1978), относятся только выдержанные, статистически устойчивые признаки, которые могут быть перенесены из изученных районов с известными месторождениями в другие районы и применены при оценке новых площадей. Они подразделяются на вещественные (петрографический, минералогический, геохимический), временные (абсолютная и относительная хронология), классификационные (генетический тип, формация руд и т. д.), которые могут прямо (непосредственно) или косвенно указывать на рудоносность. Прямыми признаками рудоносности являются рудная минерализация, ореолы повышенных концентраций полезных компонентов. Под косвенными критериями рудоносности рассматриваются гидротермальные изменения пород, благоприятные магматические, осадочные или метаморфические формации и т. д.

При прогнозировании оруденения факторы, локализирующие оруденение, вместе с отмеченными признаками рудоносности используются в качестве прогнозных или поисково-прогнозных критериев рудоносности.

По своей значимости, информативности и степени надежности эти критерии существенно разные. Одни из них позволяют резко сократить перспективные площади в пределах массивов, толщ, разломных зон, другие лишь незначительно детализируют контуры перспективных площадей. В зависимости от масштабов прогнозирования роль каждого из этих критериев разная. От более региональных к более локальным геолого-структурные критерии свое место уступают формационным, минералогическим и геохимическим.

Прогнозно-поисковые критерии для месторождений известных на территории рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей Армянской ССР подразделяются на общегеологические и минералого-геохимические группы, которые для одних типов рудных формаций являются высокоинформативными, для других — информативными, для третьих — мало- или неинформативными. Для промышленных рудных формаций рассматриваемой территории высокоинформативные общегеологические критерии могут

* Слово критерий в переводе с греческого означает средство для решения.

быть объединены в стратиграфо-литологическую, структурно-тектоническую и магматическую группы. Из минералого-геохимических критериев информативными являются определенные сообщества фаций гидротермального метаморфизма и метасоматоза, геохимические аномалии и проявления рудной минерализации, а также ореолы (первичные и вторичные) рассеяния. Роль каждого из отмеченных критериев в прогнозе сруденения в зависимости от эрозионного среза (точнее послерудного эрозионного среза) существенно меняется, поэтому уровень послерудной эрозии рассматривается в качестве важнейшего информативного критерия прогноза.

1.1.1. Литолого-стратиграфические поисково-прогнозные критерии рудоносности

В этой группе объединены минералого-петрографические и седиментационные критерии прогноза, что обусловлено отчетливо проявленной зависимостью размещения оруденения не только от литологических и петрографических особенностей пород, но и их стратиграфическим положением. Выполняя важную рудоконтролирующую и рудолокализирующую роль, они в качестве рудогенетических выступают лишь для определенной группы рудных формаций, когда вмещающие породы, накопившие в себе в процессе осадконакопления определенные элементы, служили непосредственным источником рудных компонентов.

Известные в пределах Алавердского рудного района месторождения и рудопроявления, а также геохимические аномалии связаны с формированием магматических пород ниже-среднеюрского, верхнеюрско-нижнемелового, среднеэоценового и более молодого возрастов, которые отделяются друг от друга средне-верхнеюрским и верхнемеловым-нижнесреднеэоценовым периодами осадконакопления и охватывают киммерийский и альпийский тектономагматические этапы развития области (рис. 1). Для этих образований стратиграфо-литологические критерии выступают в роли высокоинформативных, ибо они определяют не только формационную принадлежность месторождений и размещение рудных полей в пространстве по вертикали и латерали, но и возможные площади прогнозируемых месторождений конкретных формационных типов.

Киммерийский тектономагматический этап

Представлен осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканическими и плутоническими формациями. Осадочные породы представлены терригенной известняковой формацией верх-

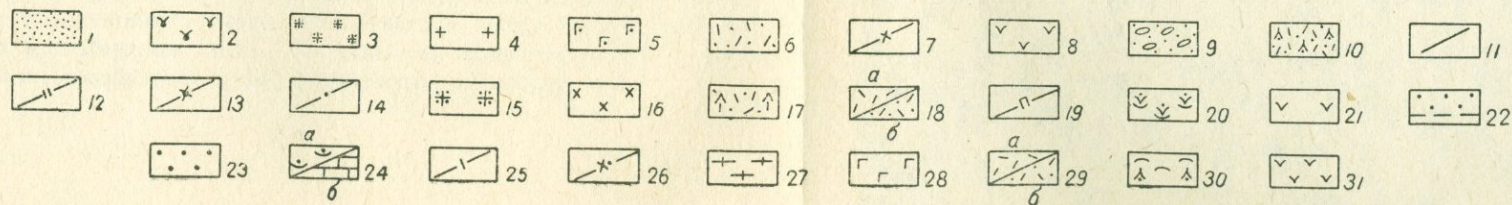
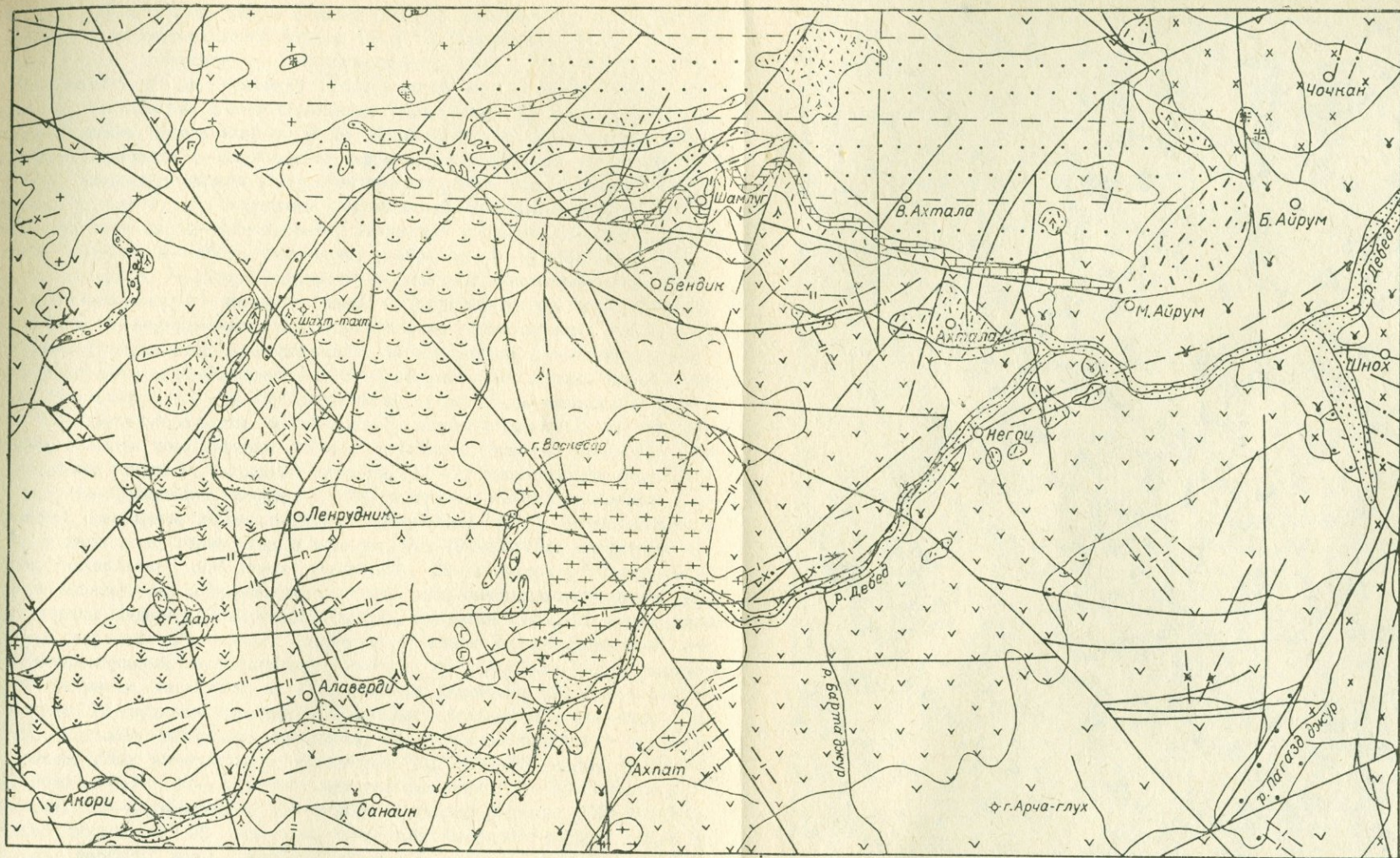


Рис. 1. а. Схематическая карта магматических и метасоматических формаций рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала. По А. И. Карапетяну, О. П. Гуумджяну и А. З. Алтуняну с использованием данных Р. Л. Мелконяна, Г. Л. Дадаяна, Г. А. Туманяна. Геол. основа по А. З. Алтуняну, формационное расчленение домиоплиоценовых образований по Р. Л. Мелконяну, метасоматических образований по Э. М. Налбандяну. А. Верхнеплиоцен-антропогеновые формации: 1—современные терригенные отложения, 2—долеритовые базальты, андезито-базальты с горизонтами шаровых лав и гналокластитов (покровы и потоки); Б. Эоценовые формации (3—4—плутонические): 3—лейкократовые граниты, 4—гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, диориты, 5—габбро, оливниновое габбро, (6—8—вулканические формации): 6—липариты, 7—диорит-порфириты, 8—базальты, андезито-базальты, пироксеновые и плагиоклазовые андезиты, лавы, туфобрекчии и туфы основного и среднего состава, 9—конгломераты с редкими прослоями нуммулитовых известняков; В. Верхнеюрско-нижнемеловые формации: 10—кварцевые диорит-порфириты и диорит-порфириты (гипабиссальные и близповерхностные штоки, силлы и др. тела), 11—лампрофиры, 12—габбро-диабазы, (13—16—плутонические формации): 13—диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты, 14—жильные граниты, аплитовидные граниты, 15—лейкократовые граниты, 16—биотит-роговообманковые тоналиты, кварцевые диориты, (17—21—вулканические формации): 17—липариты (кварцевые порфиры), 18—липариты, альбитизированные (альбитофиры), кварцевые липарито-дациты, эффузивные (а) и субвулканические фации в виде силл, лакколлитов и куполов (б), 19—пикриты, пикритовые базальты, пикритовые диабазовые порфириты, 20—агломераты базальтового андезито-базальтового и андезитового состава, лито-кристаллокластические туфы и агломераты андезито-базальтового состава, пепловые туфы, 21—субвулканические и жерловые образования, андезиты, базальты мандельштейновые, плагиоклаз-пироксеновые, вулканические брекчии, 22—граувакки, вулкано-терригенные песчаники, аргиллиты; Г. Среднеюрские формации (23—24—осадочные формации): 23—вулкано-терригенные песчаники, алевролиты с углистыми прослоями, аркозные песчаники, аргиллиты, 24—вулкано-терригенные песчаники (а), песчанистые известняки и известняки (б), (25—26—малые интрузии): 25—габбро-диабазы, 26—кварцевые диорит-порфириты, (27—28—плутонические формации): 27—плагнограниты, 28—габбро и габбро-диориты, (29—31—вулканические формации): 29—плаглиолипариты, плаглиолипарито-дациты, плаглиолипаритовые порфиры, лавы и пирокластические породы (а), субвулканическая и жерловая фации (б), 30—пирокластические образования дацитового, андезито-дацитового и андезитового состава с подчиненным количеством лав андезитов и дацитов (кошабердская свита), 31—андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, лавы, лавобрекчии, туфы, туфобрекчии (дебедская свита).

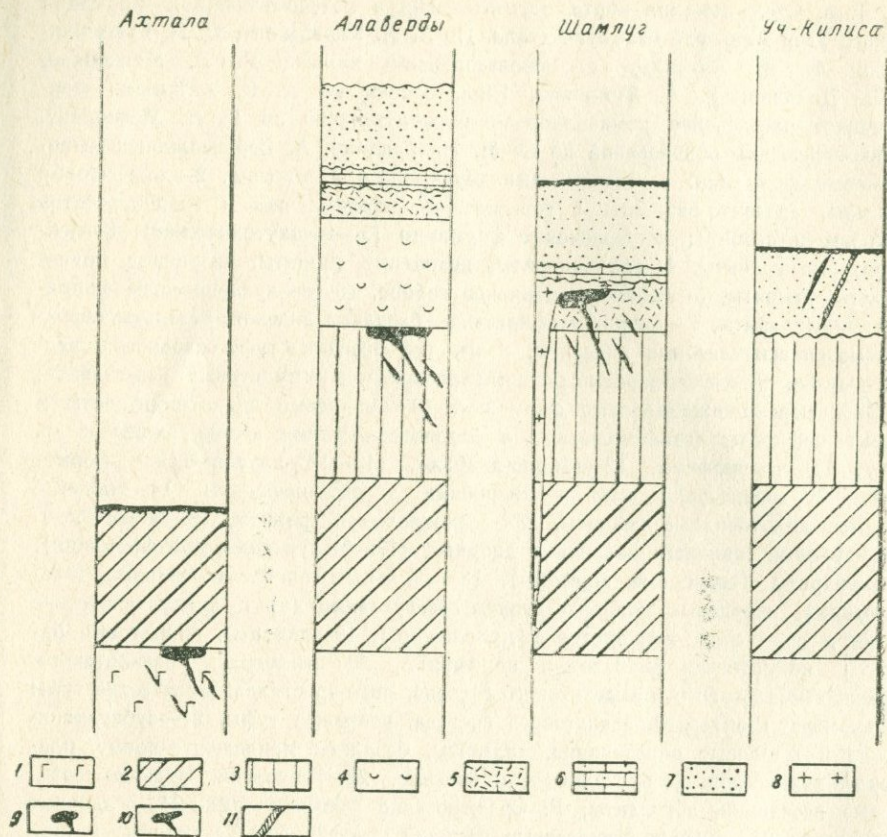


Рис. 16. Стратиграфическое положение месторождений Алавердского рудного района: 1—кварцевые плагипорфиры, 1—андезитовые порфиры (дебедская свита), 3—туфобрекчи, пирокласты (кошабердская свита), 4—агломераты, 5—кварцевые кератофиры, 6—песчаные известняки (верхний байос), 7—песчаники (келловей), 8—альбитофиры, 9—полиметаллические руды (Ахтала), 10—медные руды (Алаверди, Шамлуг), 11—баритовые руды (уч. Килиса, Акори).

него байоса, сложенной песчаниками, песчанистыми известняками и известняками. Они трансгрессивно перекрывают нижележащие вулканогенные образования ниже(?)-средней юры, налегая на различные стратиграфические горизонты. На Шамлугском место-

рождении налегают на кварцевые кератофиры, на Алавердском месторождении и в верховьях р. Ераванк—на пирокластические образования кошабердской свиты, в районе сс. Чочкан и Шнох—на андезитовые порфириды дебедской свиты. В районе между-речья Дебед-Агстев верхнебайосские отложения имеют ограниченное распространение, образуя два небольших выхода в верховьях р. Ханчала-Карадзор (правый приток р. Шнох).

Среди этих отложений часто встречаются обломки пород дебедской свиты, представленные андезитами и андезито-дацитами, а также кварцевыми кератофирами и кварцевыми плагиолипаритами дацитов.

Нередко встречаются также обломки гидротермально измененных пород, яшм и брекчированных кварцевых кератофинов.

Батские отложения установлены в районе гг. Шахтах и Дарк, широко распределены в районе между-речья Дебед-Агстев, обнажаются в верхних и средних течениях р. Воскепар (Аксибара), в районах гг. Маралсар, Качалсар, Сарикут, Ехит, Галванерсар, Кара-кетук, в нижнем течении р. Погосаджур. По сравнению с верхнебайосскими имеют большее распространение, в литологическом отношении они разнообразны. Встречаются тонко-среднезернистые песчаники, туфопесчаники, глинистые сланцы, переслаивающиеся грубозернистыми туфопесчаниками. Большое распространение имеют аркозовые песчаники, иногда переходящие в конгломераты.

Келловейские образования представлены, в основном, грауваками, вулканогенно-терригенными песчаниками, песчаниками и аргилитами, перемешающимися глинистыми сланцами, которые налегают на батские (район г. Дарк, ур. Корух, Жанк, восточные склоны г. Лалвар), а местами на верхнебайосские (ущелье верхнего течения р. Ераванк, с. Шамлуг) отложения. Местами келловейские образования налегают также на пирокластические породы кошабердской и порфириды дебедской свит (район с. Чочкан). Они широко распространены в районе между-речья Дебед-Агстев (Б. и М. Геогдаг), где слагают северо-восточное обрамление Алавердской вулкано-тектонической структуры. Известняки, чередующиеся с песчаниками и туфопесчаниками, подстилают келловейские образования Геог-дага и относятся к верхнему байосбату, а не оксфорду, как ранее предполагалось.

Отложения келловейского возраста представлены крупно- и среднезернистыми отложениями. Крупнозернистые разности сменяются конгломератами, которые обычно имеют небольшую мощность (2—3м) и быстро выклиниваются. Среди галек часто встречаются андезиты; андезито-дациты, альбитофиры, диабазовые порфириды, липариты, известняки и др.

Вулканические породы киммерийского тектономагматического этапа подразделяются на две возрастные группы: нижняя (?)—средняя юра (J_3^2 - J_3), келловей-оксфорд-неоком (J_3 - K_1). Вулканические породы нижне(?)—средней юры являются наиболее древними образованиями изученной территории и представлены андезитами, андезитобазальтами, андезитодацитами, реже базальтами и дацитами, общей мощностью 400—500 м, они известны в геологической литературе под названием «нижние порфиры» (В. Г. Грушевой, 1930), или «дебедская свита» (рис. 2).

Основание свиты не обнажается вследствие малого эрозионного среза и поэтому ее истинная мощность и нижний возрастной предел не установлены. Пробуренная в 1978 г. структурная скважина в районе ж. д. ст. Сананн более чем 1000 м прошла по порфирам дебедской свиты, ввиду чего мощность указанной свиты можно считать порядка 1500 м. Макроскопически породы дебедской свиты—зеленовато-серые, мелкозернистые, такситового сложения, верхними горизонтами ее являются эпидотизированные андезитовые порфиры.

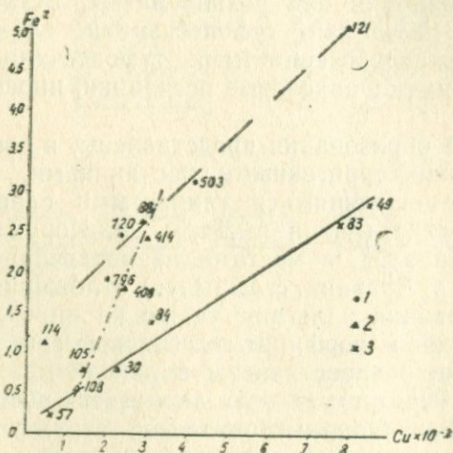


Рис. 2. Зависимость между содержанием Cu и Fe^{2+} в различных интрузивных формациях. 1—плагногранитная формация (Ахпатский массив): 121—габбро, 503—кварцевый диорит, 120—плагногранит, 796—плагноаплит; 2—тоналитовая формация (Кохбский массив): 88—тоналит, 414—гранодиорит, 408—гранодиорит (эндоконтактовая фация), 105—гранит (эндоконтактовая фация), 114—трондземит, 108—лейкократовый гранит; 3—габбро-гранодиоритовая формация (Банушский массив): 49—габбро, 83—диорит (эндоконтактовая фация), 105—гранит (эндоконтактовая фация), 114—трондземит, 108—лейкократовый гранит, 84—гранодиорит, 57—лейкократовый гранит.

Над образованиями дебедской свиты согласно залегают породы кошабердской свиты, представленные пирокластами дацитового, андезитодацитового и андезитового состава с подчиненным количеством лав андезитов и дацитов. Породы этой свиты имеют широкое развитие в центральной части рудного района, слагаая водораздел рр. Дебед и Ераванк. В северо-западном направлении они погружаются под более молодые образования, а в юго-восточных частях района занимают значительную площадь в междуречье Дебед и Агстев. Выделение этой свиты носит условный характер, поскольку границы ее с породами дебедской свиты нечеткие. Характерными чертами свиты являются резкое преобладание эксплозивного материала над лавовыми и общее зеленокаменное изменение.

Средняя мощность свиты колеблется в пределах от 500 до 800 м. В ее составе главную роль играют грубые и лапиллиевые туфы андезитовых порфиритов, а в верхах толщи преобладают туфовые брекчии этих же образований. Пирокластические образования свиты обладают грубой слоистостью, по которой легко подвергаются рассланцеванию.

Макроскопически—породы с ясно выраженной обломочной структурой; обломки обычно угловатые и сцементированы пеплово-туфовым материалом.

В эту возрастную группу входят также плагиориолиты, плагиориолито-дациты, плагиориолитовые порфиры (кварцевые плагиопорфиры Ахтальского и «кэратофиры» Шамлугского месторождений). Среди них особое место занимают кварцевые плагиолипарито-дациты («кварцевые плагиопорфиры»), обнажающиеся в пределах Ахтальского месторождения, на правом берегу р. Дебед, в районе г. Воскесар, в ущельях рр. Ераванк и Аджир.

По вопросу возраста и генезиса кварцевых плагиолипарито-дацитов среди исследователей нет единого мнения. Их относят к эффузивам, субвулканическим, внутрiformационным или интрузивным образованиям. Это плотные, мелкозернистые породы зеленовато-серого, серого цвета, иногда с фиолетовым оттенком с отчетливо выделяющимися вкрапленниками кварца и плагиоклаза.

Наблюдения А. З. Алтуяна позволяют придерживаться мнения о том, что как в пределах Ахтальского месторождения, так и в районе правого берега р. Дебед, г. Воскесар и ущелья р. Аджир кварцевые плагиолипарито-дациты являются интрузивными образованиями, ниже(?)—среднеюрский возраст которых определяется как их стратиграфическим положением, так и данными абсолютного возраста (163 ± 4 млн. лет по Г. П. Багдасаряну, 1966).

Выше по разрезу за породами кошабердской свиты следуют кварцевые кератофиры, которые имеют весьма ограниченное распространение и обнажаются в пределах Шамлугского и отчасти Алавердского месторождений, на западных склонах г. Галванер-сар. Мощность кварцевых кератофиров колеблется от 40 до 100—120 м. В районе как Шамлугского, так и Алавердского месторождений кварцевые кератофиры трансгрессивно перекрываются песчаниками и песчанистыми известняками верхнего байоса, а в районе г. Галванер-сар—вулканогенными образованиями верхней юры.

Макроскопически они представляют собой буро-красные, светло-зеленоватые, мелкозернистые образования иногда с флюидальной текстурой. На общем мелкозернистом фоне отчетливо выделяются сравнительно крупные (до 2 мм) вкрапленники кварца.

Вулканогенные породы оксфорд-неокомского возраста имеют большое распространение, обнажаются они в районе г.г. Лалвар, Шах-тахт, Галванер-сар, Арчаглух, Сурп-лис, Б. и М. Геогдаг, Сарикут, Шиштапа, Айранли, Чатын-лер. Наиболее мощная толща (порядка 500 м) вулканогенных пород, представленных андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, липаритами, альбитизированными риолитами, альбитофирами, реже кварцевыми риолито-дацитами, их пирокластами, обнажается на восточном и северном склонах г. Лалвар. Возраст этих образований спорный. А. Т. Асланян (1958) относил их к оксфорду, Г. П. Багдасарян и Р. Л. Мелконян (1968) на основании данных радиологических измерений возраст толщи определили как средний эоцен.

В районе г. Шах-тахт обнажается толща вулканогенных пород небольшой мощности, известной в литературе под названием «авгитовые порфириды». Макроскопически они плотные, темно-серого цвета с фиолетовым оттенком породы со светло-розовыми вкрапленниками плагиоклаза и зелеными—пироксена. Основная масса состоит из авгита и магнетита, среди которых плагиоклаз и моноклиналиный пироксен представлены порфиристыми выделениями. Плагиоклаз в большинстве случаев замещен хлоритом, карбонатом и редко серицитом. В основании разреза они представлены лавовыми брекчиями, состоящими из пироксенового порфирита, сцементированного массой того же состава.

Интересными образованиями являются агломератовые породы (базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы, туфобрекчии), выделенные Н. А. Морозовым как эффузивные образования. Согласно А. З. Алтуняну и др. (1979), агломератовые породы являются субвулканическими и жерловыми образованиями базальт-андезито-базальтового состава, которые сформированы в цен-

тральной части крупной палеовулканической постройки и обнажаются в эродированной части последней, прорывая низы геологического разреза до туфоосадочной формации верхнего байосабата включительно. Слагают они крупное тело сложной морфологии, размерами 3,5—4x2км. В восточной части контакт агломератов со слоистыми отложениями туфоосадочной свиты верхнего байоса резкий, проходит по Алавердскому разлому близмеридионального простириания. Западный контакт проявлен менее четко.

Агломераты прорывают осадочные образования верхнего байосабата и являются непосредственным продолжением шахтагских авгитовых порфиринов послекелловей-оксфордского возраста, вследствие чего они являются одним из центров вулканических извержений, которые поставляли вулканический материал, слагающий верхнеюрско-нижнемеловые вулканические толщи.

Липариты, альбитизированные липариты, кварцевые липарито-дациты в виде эффузивов, субвулканических тел, силл, лакколлитов и куполов обнажаются в районе гг. Шиштапа, Базикент, Б. и М. Геог-даг, Качалсар, Дарк, Каракая, в ущельях рр. Аксибара, Корух. По петрографическим и петрохимическим особенностям эти породы очень схожи с таковыми ниже(?)—среднеюрского возраста. Если кварцевые липаритодациты Ахтальского месторождения размещены среди пород ниже(?)—среднеюрского возраста и перекрываются верхнебайос-батскими отложениями, то кварцевые риолито-дациты этого комплекса прорывают образования верхнего байоса, бата, келловея и вулканыты верхней юры. Данные абсолютного возраста— 117 ± 5 млн. лет.

Макроскопически они имеют светло-розовую, иногда светло-серую окраску с крупными вкрапленниками кварца. Структура пород порфировая; порфировые выделения представлены плагиоклазом и кварцем, размеры которых колеблются в пределах 1—3 мм.

«Альбитофиры» широко распространены в левобережье р. Дебед, в бассейне р. Уч-Килиса, в частности, в районе Шамлугского медноколчеданного месторождения. Приурочены они к зоне долгоживущего $I_2 - p^E$) Лалвар-Шамлуг-Чочканского нарушения близширотного простириания и представлены разностями субвулканической фации.

Морфологически это—силлы, лакколлиты, купола, дайки, находятся в отчетливой зависимости от характера и структурно-текстурных особенностей вмещающих пород. В туфоосадочных образованиях келловея развиты, как правило, силлы и лакколлиты, а в вулканитах дебедской и кошабердской свит чаще встречаются дайки. Мощность даек и силлов достигает до 15÷20м, а площади лакколлитов и куполов до сотен м².

Липаритовые порфириды характеризуются серовато-розовым, кирпично-розовым цветом, обычно порфировым, реже—афировым сложением.

Возраст «альбитофиров» (липаритовых порфиров) определяется прорыванием ими фаунистически охарактеризованных отложений келловей и наличием их галек в среднеэоценовых конгломератах. Прорывание и контактовое изменение липаритовых порфиров Кохб-Шнохским интрузивом (Г. А. Казарян, 1962) позволяет сузить возрастной интервал их формирования—после келловейской—до нижнемеловой. Радиологический возраст рассматриваемых пород—136—149 млн. лет (Г. П. Багдасарян, 1966; 1972)—хорошо согласуется с геологическими данными. Одновременно радиологические данные позволили установить в рассматриваемом районе (ур. Жанг, район с. Джиллиза) наличие риолитовых порфиров более молодого эоценового возраста—41÷47 млн. лет (Г. П. Багдасарян, 1966, 1972; Г. Г. Мирзоян, 1975).

В пределах Шамлугского месторождения в липаритовых порфирах развито оруденение, которое вместе с фактом прорывания ими фаунистически охарактеризованных келловейских отложений дает основания считать развитое здесь оруденение послекелловейского возраста.

На территории Шамлугского месторождения альбитофиры представлены двумя морфологическими разновидностями: крутопадающими дайками и пологопадающими силлами. Дайки имеют очень ограниченное распространение и, в основном, встречаются в низах геологического разреза. Вверх по разрезу они расширяются и, выполаживаясь, переходят в силлы.

Более распространенной морфологической разновидностью альбитофиров являются силлы. Макроскопически они представляют собой плотные серые породы мелкозернистого сложения, с розоватым оттенком. В большинстве случаев в эндоконтактах силл и даек наблюдаются ориентированные структуры течения. Они внедрялись как по контактам между разновозрастными толщами, так и в межпластовые ослабленные зоны внутри самих толщ. Местами силлы альбитофиров залегают в несколько ярусов.

Нижний возрастной предел определяется как послеоксфордский.

В связи с киммерийским тектоно-магматическим этапом происходит формирование двух интрузивных комплексов—среднеюрского (Ахпат) и верхнеюрско-нижнемелового (Шнох-Кохб, Цахкашат), относящихся соответственно к плагиогранитной и тоналитовой формациям. Становление первой из них связано с периодом частной инверсии (предкелловейская фаза сжатия)

Сомхето-Карабахского прогиба, а тоналитовой—с геоантиклинальным воздыманием и превращением области в эвгеоантиклинальную структуру.

Альпийский тектономагматический этап

Вещественные проявления этого этапа представлены осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканическими и плутоническими образованиями. Осадочные породы представлены терригенной известняковой формацией верхнемелового возраста. Распространены они в крайне северо-восточной части исследованной территории и окаймляют Алавердскую антиклиналь. Обнажаются в бассейне нижнего течения р. Дебед, в районе с. Керплу, в бассейне рр. Кохб и Барана, в окрестностях сс. Кохб, Ноемберян, Дсех.

На подстилающие верхнеюрско-нижнемеловые образования они налегают трансгрессивно с угловым несогласием и представлены органогенно-детритовыми песчанистыми известняками, микрозернистыми известняками, песчано-алевролитовыми известняками верхнего турона, кварц-полсвошпатовыми песчаниками, граувакками, псаммитовыми туффитами нижнего сенона. В контактовой зоне верхнемеловых отложений с подстилающими верхнеюрскими вулканитами наблюдается базальный слой конгломератов с обильным количеством галек интрузивных, субвулканических и жильных пород.

Терригенная формация ниже-среднеэоценового возраста развита в основном в бассейне р. Марцигет. Залегают они трансгрессивно с угловым несогласием и базальными конгломератами, в основании, на размытой поверхности юрских вулканогенных образований. Представлены конгломератами, глинами, мергелями, алевролитами и песчаниками с прослоями бурых углей и углистых сланцев, обычно темно-серых и желтоватых оттенков. Узкой полосой прослеживаются по правому склону ущелья р. Марцигет, от с. Шамут до с. Атан и далее до южных склонов г. Гилак и именуются шамутской свитой. Здесь они налегают на вулканогенные породы верхнеюрско-нижнемелового возраста.

На породы нижнего эоцена непосредственно налегает, с базальным слоем в основании, фациально выдержанная пачка флишoidных образований, которая в рассматриваемом районе является маркирующим горизонтом. Указанная толща представлена ритмично чередующимися туффитами, среднеслоистыми туфопесчаниками и средне- и тонкослоистыми мергелями. Среднеэоценовый возраст этой толщи определен на основании мел-

ких и крупных фораминифер и нуммулитов, встречающихся в основании указанной толщи. Среднеэоценовая осадочная формация обнажается на западных и северо-западных склонах г. Лалвар. Фаунистически охарактеризованные среднеэоценовые отложения обнажаются также в ущелье р. Дебед, в 3,5 км от ж. д. ст. Санаин. Обнажаются они в висячем опущенном крыле Санаин-Лалварского разлома и узкой полосой протягиваются вдоль нее. Подошва их не обнажается, вследствие чего трудно судить о характере подстилающих пород. Перекрываются они, как и в других местах района, вулканогенными образованиями средневерхнеэоценового (?) возраста.

Вулканические образования альпийского тектономагматического этапа представлены средне-верхнеэоценовой андезитовой, липаритовой и верхнеплиоцен-антропогеновой базальтовой формациями.

Среди средне-верхнеэоценовых вулканических формаций весьма ограниченное распространение имеет андезитовая формация, породы которой обнажаются в районе г. Лалвар, слагая ее привершинную часть. Мощность этих образований здесь порядка 500 м. На восточных склонах г. Лалвар они налегают на верхнеюрско-нижнемеловые вулканиты, а на западе—на среднеэоценовые отложения. Эти образования в виде лав, туфобрекчий и туфов представлены андезито-базальтами, пироксеновыми и плагиоклазовыми андезитами, андезито-дацитами. Это темно-зеленые, зеленовато-серые и фиолетово-серые плотные породы. Структура их порфировая, фенокристаллы представлены основным плагиоклазом, авгитом, реже роговой обманкой.

В районе г. Лалвар значительное развитие имеют породы липаритовой формации, представленные субвулканическими телами и экструзиями смоляно-черных стекловатых дацитов и светло-желтых кварцевых липаритов. Они небольшими выходами прихотливой конфигурации прорывают вмещающие породы и макроскопически напоминают кварцевые плагиопорфиры Ахталского месторождения. Взаимоотношение их с интрузивными породами Лалварского массива не установлено. Они, по всей вероятности, являются корнями излияний или субвулканическими разновидностями липарит-дацитов средне-верхнеэоценового магматического комплекса.

На рассматриваемой территории значительное развитие имеют верхнеплиоцен-антропогеновые вулканические формации (долеритовые базальты). Свыше 10 таких потоков заполнили палеодолины р. Дебед, долины ее левых и правых притоков.

Плутонические формации альпийского (новоальпийского) этапа района связаны с активизацией всего блока в области его сочленения с Присеванской структурно-формационной зоной, ха-

рактизирующей интенсивным проявлением альпийского магматизма.

С этим периодом (i_2) связано формирование вулканитов андезитовой формации и становление интрузивов габбро-гранодиоритовой формации.

Переходя к рассмотрению отмеченных пород в отношении стратиграфо-литологического контроля оруденения можно констатировать их информативность для скарновых рудных формаций. Его суть заключается в тяготении скарнового оруденения к карбонатным породам доинтрузивного возраста. Для месторождений плутоногенно-гидротермальных рудных формаций характерна тесная пространственная связь с интрузивными массивами и вмещающими их осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

Вулканогенно-гидротермальные рудные формации проявляют временную и пространственную связь с более кислыми дифференциатами каждого из ритмов и стадий развития вулканизма района. Так, в пределах Ахтальского месторождения наиболее крупные рудные тела приурочены к кварцевым плагипорфирам и представлены линзообразными, штокообразными и ленточными телами, тогда как в порфиритах развиты жилы, прожилки, а также зоны прожилково-вкрапленной минерализации. При этом, так как кислые дифференциаты представлены преимущественно субвулканическими и другими секущими телами, оруденение в стратиграфическом разрезе вулканоенных образований проявляется в весьма широком диапазоне как в отношении стратиграфической колонки, так и в смысле литолого-петрографических особенностей. По М. С. Азизбеяну, рудной минерализацией заражены почти все породы стратиграфического разреза района. Особое место в локализации оруденения принадлежит химизму и физико-механическим свойствам пород. Наиболее благоприятными для локализации промышленного оруденения являются кислые породы, которые по химизму очень близки друг другу и соответствуют дацитам. П. Ф. Сопко (1963) выделяет так называемый «рудноносный горизонт», который представлен кварцевыми кератофирами и к нему приурочена основная масса медноколчеданного, серноколчеданного и полиметаллического оруденения Шамлугского и Алавердского месторождений. Отчетливо проявлена приуроченность рудных тел к толщам кислых вулканогенных пород: на Ахтальском месторождении почти все тела баритовых и свинцово-цинковых руд локализованы в кварцевых плагипорфирах, на Алавердском месторождении—в пирокластических туфобрекчиях дацитов.

Вместе с тем устанавливается стечная приуроченность тел массивных руд к межформационным контактам, а жильных и прожилково-вкрапленных—к пирокластическим туфобрекчиям дацитов. Жилы и прожилково-вкрапленный тип оруденения развиты также в андезитах дебедской свиты. Более того, кроме отмеченных толщ в пределах рудного узла рудная минерализация (Cu, Pb, Zn) развита также в вулканогенных или осадочных толщах (полимиктовые песчаники, известковистые полимиктовые туфопесчаники верхбайос-келловейского возраста), расположенных стратиграфически выше (междуречье р.р. Лалвар и Жанг, на участке Меркасар).

Таким образом, оруденение охватывает почти весь стратиграфический разрез рудного узла, начиная от дебедской и кончая известковистыми полимиктовыми туфопесчаниками верхнебайос-келловейского возраста. При этом промышленное оруденение имеется в пределах как дебедской, так и вышележащих толщ, хотя не все породы этих толщ благоприятны для размещения руд. Выше уже была отмечена приуроченность промышленного оруденения к породам более кислого состава и в особенности к тем их частям, где они интенсивно деформированы. В этом отношении отличаются кварцевые плагиопорфиры и кератофиры, а также пепловые туфы дацитов, которые отличаются отчетливо выраженным слоистым строением и флюидалной текстурой, поэтому они больше всего подвергнуты смятию, расщеплению и трещиноватости. Таким образом, наряду с химизмом, в локализации оруденения важную роль играют физико-механические свойства пород. По эффективной пористости, упругости и прочности породы рассматриваемого рудного узла С. У. Вардьян (1961) подразделяет на благоприятные для рудолокализации (рудовмещающие) и неблагоприятные (экранирующие). Благоприятными для размещения руд являются кварцевые кератофиры и их брекчии, менее благоприятными—туфобрекчии кошабердской свиты, а еще менее—андезитовые порфириты дебедской свиты. Выделяются три типа пород. В первый тип входят дайки диабазов, кварцевых плагиопорфиров, альбитофиров, пикритов, порфириты, агломераты, туфопесчаники. Они склонны к пластическим деформациям и поэтому в них трещины могут образоваться лишь при больших напряжениях. Во вторую группу входят кварцевые плагиопорфиры, кварцевые кератофиры и пепловые туфобрекчии дацитов. Они обладают повышенной эффективной пористостью, более низкими значениями модуля Юнга и модуля сдвига. Породы третьей группы представлены авгитовыми порфиритами и дайками кварцевых кератофиров. Они по отношению к двум предыдущим имеют очень высокие значения эффективной пористости и низкие упругие свойства. Эффективная пористость в андезитах

и альбитофирах в два раза ниже, чем в кварцевых кератофирах, пепловых туфобрекчиях дацитов и плагиопорфирах, что указывает на их неблагоприятность для локализации оруденения. Поэтому они играли роль экранов, значительно слабее проявлена экранизирующая роль агломератов. Таким образом, получает свое научное обоснование отчетливо проявленная приуроченность основных рудных тел и их концентраций к межформационным и внутриформационным зонам, и в особенности к таким, которые разграничивают породы с существенно различными физико-механическими свойствами. Так, в пределах центральной и западной части Алавердского месторождения почти все крупные рудные тела (ныне отработанные) были приурочены к контакту туфобрекчий, пепловых туфов дацитов и агломератов. В пределах Ахталского месторождения оруденение в значительной мере приурочено к контакту кварцевых плагиопорфиров с «покровными» порфиритами дебедской свиты. В пределах Шамлугского месторождения — в основном к контакту альбитофиров и кварцевых кератофиров, а к контакту туфопесчаников и кварцевых кератофиров приурочена часть крупного штока «Базмаметат», шток «Пьер» и др. Этот факт объясняется различными физико-механическими свойствами отмеченных пород, в контактовой зоне которых при тектонических подвижках образуются рассланцеванные и раздробленные участки. Последние особенно интенсивно развиты в пределах туфобрекчий и пепловых туфов, что обусловлено их слоистостью и флюидалностью, по которым происходит рассланцевание. Все эти участки являются весьма благоприятными как для циркуляции гидротермальных растворов, так и для метасоматического замещения и рудообразования. В соответствии с этим межформационные зоны отмеченных пород, а также контакты между пепловыми туфами и андезитами дебедской свиты, агломератами и кварцевыми кератофирами, кварцевыми кератофирами и перекрывающими известковистыми туфопесчаниками и т. д. рассматриваются нами в качестве важного (высокоинформативного) стратиграфо-литологического критерия для прогноза оруденения месторождений вулканогенных формаций. При этом учитывается влияние фактора глубинности, поскольку с глубиной параметры физико-механических свойств рудовмещающих пород меняются, деформации происходят в условиях постепенного повышения температуры и давления: уменьшается пористость пород и интенсивность проявления тектонических трещин. В результате этого на разных глубинах оруденение имеет различную интенсивность и характер. Так, на нижних горизонтах месторождений развиты жилы и прожилки, на верхних — лизы, штоки. Этот факт имеет

важное значение для прогноза оруденения. Если для сравнительно молодого оруденения (верхняя юра—нижний мел) породы нижней части стратиграфической колонки малоинтересны, то они же для более древнего оруденения весьма благоприятны. Все это дает основания заключить, что многообразие пород является важнейшим положительным критерием для прогноза оруденения, а стратиграфо-литологический фактор использован при количественном прогнозе под условным названием «многообразие пород».

1. 1. 2. Структурно-тектонические поисково-прогнозные критерии рудоносности

Среди важнейших факторов, определивших размещение оруденения в пределах рассматриваемой территории, особая роль принадлежит структурному и тектоническому факторам.

Структурный фактор выполняет важнейшую рудоконтролирующую и рудолокализирующую роль, соответственно определяя характер и взаимосвязь путей движения рудоносных растворов или подготавливая условия, благоприятные для локализации оруденения. Тектонический фактор, также, как и структурный, играет важную рудоконтролирующую роль, обуславливая соответствующий характер тектонических деформаций. Рудолокализирующая же роль этого фактора заключается в создании условий для движения растворов. Пликативные и дизъюнктивные нарушения поверхности контактов интрузивных тел и другие несогласия могут выполнить роль каналов (путей движения) рудоносных субстанций или вместилищ рудного вещества только при определенной направленности тектонических напряжений, поэтому они рассматриваются в одной единой группе поисково-прогнозных критериев. Рудный узел Алаверди-Шамлуг-Ахтала занимает северо-западную часть Сомхето-Карабахской (А. Т. Асланян) структурно-формационной зоны Малого Кавказа, находясь на стыке Алавердского антиклинория и Лалварского синклинория. Такое положение определяет сложность его тектонического строения. Указанная складчатая система протягивается параллельно южному борту Куринского межгорного прогиба. На западе она начинается с Сомхетских гор, расположенных севернее Ахалкалакского нагорья и протягиваются в восточном, а затем юго-восточном направлении до р. Аракс, где погружается под новейшими отложениями. В строении зоны принимают участие формации кристаллических сланцев эопалеозоя, андезит-базальт-липаритовая и из-

вестняко-пирокластическая формации юры и терригенно-мергельная или вулканогенная формации мела. Слагающие зону формации плавно погружаются в юго-восточном направлении.

В этой структурно-формационной зоне А. Т. Асланян (1958), Э. Ш. Шихалибейли (1966) и др. выделяют кулисообразно расположенные структуры: Храмский, Локский, Алавердский, Шамхорский, Мровдагский, Агдамский антиклинории и Борчалинский, Лалварский, Казахский, Дашкесанский и Мардакертский синклинории.

Согласно большинству исследователей, Сомхето-Карабахская зона характеризуется запад-северо-западным простиранием.

Исследованный район охватывает Алавердскую брахиантиклинальную структуру, которая нами и рядом других исследователей рассматривается как крупное вулканотектоническое сооружение.

Ось Алавердской антиклинали проходит по линии г.г. Сарнахпюр, Шиштапа, Галванер-сар, Воскесар, местность Мазлум и развалины Ераванк, а севернее уходит под отложения, слагающие г. Лалвар. Южное же окончание Алавердской антиклинали сменяется Иджеванской синклиналью.

Юго-западное крыло антиклинали срезается Санаин-Лалварским, а южное—Атан-Гилакским разломами. Алавердская антиклиналь характеризуется в основном пологим (10—20°) падением крыльев.

Северо-восточное крыло антиклинали занимает большую площадь по сравнению с другими частями структуры. Здесь обнажаются вулканогенные и осадочные образования средней—верхней юры, прорванные многочисленными телами субвулканических и интрузивных пород. Падение слоев на этом крыле колеблется в пределах от 5 до 15°. Местами наблюдаются местные осложнения с углами падений слоев на крыльях складок до 30—35°. Лучше всего это наблюдается в районе г. Меркасар, где вырисовывается одноименная второстепенная антиклинальная складка. Центральная часть антиклинали сложена вулканогенными породами нижне-среднеюрского возраста (кошабердская свита), а по периферии—осадочными образованиями бата. Северо-восточное крыло Алавердской антиклинали осложнено мелкими складчатыми структурами второго порядка.

Помимо складчатых структур, на территории рудного узла широко развиты разрывные нарушения. К числу таких нарушений относится крупный разлом сбросового характера, известный в литературе как «Санаин-Лалварский». Этот разлом, протягиваясь в северо-западном направлении, имеет общее юго-западное падение.

К крупным тектоническим нарушениям относится Кохб-Техутский разлом северо-восточного простирания. Указанный разлом отчетливо проявлен у с. Марц, в районе гг. Шиштапа, Кара-кетук, на участке Техутского месторождения, между сс. Кохб-Ноемберян и далее к северу переходит на территорию АзССР. Отмеченный разлом сопровождается зоной гидротермально-измененных пород.

Все эти структуры играли важную роль в формировании месторождений рудного района. Вместе с крупными структурами первого порядка—складчатые структуры и продольные разрывные нарушения, прослеживающиеся на десятки и сотни километров, сопряженные с ними более мелкие складчатые и разрывные нарушения второго и более низкого порядка определяют линейное распределение оруденения и локализацию руд в пределах определенных площадей. Структуры второго порядка представлены зонами дробления и смятия пород, разрывными нарушениями близмеридионального-северо-восточного направлений, межформационными и внутрiformационными зонами отслаивания на контактах пород с различными физико-механическими свойствами.

Проявления рудной минерализации обычно приурочены к разрывным нарушениям, которые нередко протягиваются на десятки и сотни километров. Одно такое нарушение протягивается от Карнутского месторождения в северо-западном направлении к Алавердскому месторождению и далее к верховьям р. Болнис. К этому нарушению, кроме указанных месторождений, приурочен ряд рудопроявлений в гидротермально измененных вулканогенных породах верховьев рр. Аксибара, Воскесар и Болнис. Другое нарушение проходит по линии Аксибара I, Аксибара II, к Ахтальскому и Шамлугскому месторождениям. В этой полосе нарушений к гидротермально измененным вулканогенным породам юры приурочены рудопроявления Шевут, Шнох, Техут, Манств. Наиболее значительные рудопроявления приурочены к меридиональным и близширотным (северо-восточным) разрывам, которые упираются в крупные северо-западные нарушения.

В Марцигет-Привольненской зоне оруденение приурочено к крупным разломам северо-западного направления. Одно такое нарушение протягивается по долине р. Марцигет к ее устью, дальше на северо-запад через г. Черемша к сс. Привольное, Сарчапет, Сариар и далее в бассейн р. Машавера. К этому нарушению приурочены рудопроявления Привольненской группы (Черемша, Медная гора, Вьючная гора и др.) и полиметаллические месторождения в бассейне р. Машавера. Оруденение представлено как прожилково-вкрапленным и жильными типами в вулканогенных породах эоцена (Привольненская и Марцигетская группы), так и пластообразными залежами (Привольненское м-е). Другое на-

рушение северо-западного простирания в виде гидротермально измененных пород с рудной минерализацией протягивается от с. Мграт к с. Овандара. К этому нарушению приурочены рудопроявления меди, свинца и полиметаллических руд (Дарбанды, Верблюжья Балка, Круглая Щель). Аналогичное нарушение проходит по направлению от села Свердлов, через вершину Айдарбек к с.с. Круглая Шишка и Шахназар, где установлены проявления полиметаллических, медных и свинцовых руд. К востоку оно контролирует оруденение у сс. Ягдан, Когес и Дзорагет.

К числу крупных нарушений относится разлом сбросового характера, контролирующий оруденение Алавердского рудного поля. Он проходит в близмеридиональном (СВ 10°) направлении, прослеживаясь вдоль Алавердского ручья. Формирование этого разлома происходило в два этапа. В первом этапе, который по времени соответствует периоду более раннему, чем время образования верхнебайосских туфопесчаников, опустилось висячее (западное) крыло разлома. Во втором этапе, который имел место после образования верхнебайосских туфопесчаников, а возможно и позднее, направление движения по плоскости разлома меняется на обратное. Амплитуды первого и второго смещений равны соответственно 450 и 150 м. Вторым таким же разломом является меридиональный разлом Ахтальского месторождения. Оно представляет собой шарнирное нарушение сбросо-сдвигового характера со средней вертикальной амплитудой смещения на 70 м. Следующей аналогичной структурой следует считать Шамлугский широтный разлом сбросо-сдвигового характера с вертикальной и горизонтальной амплитудами смещения соответственно 200 и 140 м. Этот разлом протягивается по левому берегу р. Ераванк более чем на 3 км и падает на север под крутыми и средними углами падения ($60-80^\circ$).

Наряду с отмеченными разрывными структурами в рудном узле Алаверди-Шамлуг-Ахтала развиты также мелкие нарушения северо-восточного, северо-западного и широтного направлений с небольшими амплитудами смещения, придающие Алавердской вулcano-тектонической структуре сложный характер.

В целом для рудного района наиболее интересными в отношении оруденения являются узлы пересечений разрывных нарушений различных порядков и направлений. Особая роль разрывных нарушений в локализации эндогенного оруденения в настоящее время общеизвестна. В пространственном размещении месторождений важную роль играют разрывные нарушения, которые развиты как в рудовмещающих толщах, так и в фундаменте. Несмотря на важную роль разрывных нарушений в локализации оруденения в пределах рассматриваемой территории, до сих пор

проведено сравнительно мало исследований по классификации разломов с целью металлогенического анализа.

О кольцевых структурах

Согласно классификации рудоносных зон разломов, предложенной Д. В. Рундквистом, В. А. Унксовым и Д. М. Мильштейном (1976), на основании морфокинетических особенностей рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей выделяется ряд систем рудоносных зон разломов, среди которых особое место занимают структуры центрального (кольцевого) типа. Типичными представителями их являются сооружения стратовулканов, кальдеры, лаколиты, бисмалиты, центрально-магматические комплексы, криптоплутонические формы, штоки, трубки взрыва, конические залежи, кольцевые дайки (В. В. Свешникова, 1973), а также разнообразные штамповые складки и другие локальные тектонические структуры (брахиформные, куполовидные), которые объединены принципиальной общностью возникновения за счет направленной разрядки энергии из отдельных силовых (энергогенерирующих) центров, связанных с верхней мантией или поверхностями раздела различных горизонтов земной коры (В. В. Соловьева, 1977). В настоящее время получен значительный фактический материал, свидетельствующий «об особой роли структур центрального типа в эволюции структур земли и планетарном тектогенезе, их сложном одновременном развитии и отчетливо намечающейся связи с глубинными энергогенерирующими центрами нашей планеты» (Шеглов, 1980).

В свете изложенного для целей прогнозирования оруденения особо важное значение имеют результаты, полученные при составлении мелкомасштабной карты Малого Кавказа. В процессе этих работ, при дешифровании мелкомасштабных аэроснимков, в частности при анализе и дешифровании фотосхем, составленных из фотопланов и уменьшенных до масштаба 1:200000 и 1:500000, наряду с прямолинейными структурами были выделены принципиально новые для района структуры — дугообразные и кольцевые (Г. Г. Скипин, А. Г. Скипин, 1982). Большинство из выделенных кольцевых и дугообразных структур, по мнению составителей карты, нельзя рассматривать как крупные разрывные нарушения, поскольку в процессе геологического картирования этих площадей указанные структуры не выделялись, т. к. по ним не установлено существенного смещения пород и они не представляют собой мощных зон дробления. По наблюдениям указанных исследователей эти структуры являются зонами повышенной трещиноватости.

На основании комплексного анализа геологических карт различного масштаба, дешифрования космических снимков, деталь-

ных полевых исследований в пределах Алавердского рудного района А. С. Остроумова (1980) выделяет (реконструкция) крупную вулканотектоническую структуру центрального типа, в эволюции которой она выделяет четыре фазы (ритма), характеризующиеся своим типом вулканических аппаратов и магматических пород.

Первая фаза. Образование в нижнем байосе крупного подводного щитового вулкана, на северо-восточном фланге этой структуры образуется небольшая постройка «ахтальского» вулкана. Фаза завершается образованием обширной кальдеры проседания диаметром порядка 15 км. Пологие склоны вулкана сложены потоками и покровами лав.

Вторая фаза. Развитие внутри кальдеры крупного островного стратовулкана (Кошабердского), в завершающую стадию которого происходит извержение эксплозивных образований-игнибригов и формируется вершинная кальдера обрушения диаметром в 3 км. На Кошабердском вулкане подновляются разломы внешней кальдеры, по радиально-кольцевой системе разломов внедряются различные дайки, субвулканические и экструзивные образования. На северо-восточной окраине кальдеры в жерловой зоне Кошабердского стратовулкана в конце байосского вулканического цикла формируется небольшой вулкан (Ахтальский), консолидируется внутренняя часть Алавердской вулканотектонической структуры.

Третья фаза (I_2bt) ознаменовалась смещением вулканической активности на периферию вулканотектонической структуры, развиваясь в зонах кольцевых разломов внешней кальдеры. Образуются мелкие островные стративулканы, система радиальных и кольцевых нарушений, по ним внедряется магма.

Четвертая фаза (I_3-K_1) привела к новым вспышкам вулканизма преимущественно вдоль региональных линейных тектонических нарушений по периферии крупной вулканотектонической структуры, что рассматривается в качестве критерия о том, что разломы внешней кальдеры в местах соприкосновения с «общекавказскими» нарушениями сохранили частичную проницаемость. В зонах «поперечных» нарушений внедряются поздние базитовые дайки, образуются многофазные габбродиорит-гранодиоритовые интрузии (Шнох-Кохбский, Цахкашатский, Банушский).

Внедрение интрузивов верхнеюрско-нижнемелового (Кохб-Чочканский массив), а затем и палеогенового (Лалварский, Банушский массивы) возрастов происходит по периферии Алавердской ВТС, по системе кольцевых нарушений. В палеогене активизация тектонических движений приводит к подновлению разломов по периферии ВТС—в зонах нарушений северо-западного

направления (вдоль Марцской зоны разломов) и частично северо-восточного или поперечного направлений.

Эта структура вначале вырисовывается как щитовой подводный вулкан, а затем в верхней юре формируется кальдера проседания и стратовулкан, а также многочисленные мелкие вулканы базальтового и кислого состава. Внедренные по системе кольцевых и радиальных, а также региональных северозападных и поперечных зон нарушений, серии параллельных даек и субвулканических тел создали эту сложную вулканотектоническую структуру.

Таким образом, по размерности и характеру здесь выделяются четыре типа кольцевых структур: купольно-кольцевой, купольный, ортоконфокальный и гидроконфокальный. Первый из них представляет собой совокупность концентрически расположенных купольных структур, внешние кольца которых образованы более молодыми куполами, вплоть до системы купольных вулканов. В ядрах куполов обнажаются штоки интрузий субвулканической фации глубинности. Для них характерны «орбитальные» структуры более низких порядков, образованные субвулканическими телами, приуроченными к кольцевым разломам третьего порядка, для которых, согласно данным геофизики, характерно падение концентрических тел к центру купольной структуры, т. е. они являются аналогами ортоконфокальных структур. Внутри последних, в особенности в кровлях субвулканических тел, некоторое развитие имеют кольцевые неоднородности более низких порядков. Для последних характерны брекчии так называемого физико-химического взрыва, которые замещены продуктами деятельности гидротермальных растворов. Подобные неоднородности именуется структурами гидротермальных диатерм или гидроконфокальными структурами (М. М. Васильевский, 1977). По В. В. Соловьеву (1978), наиболее перспективными позициями оруденения по отношению к структурам центрального типа являются внешние концентры и каркасные узлы структур, зоны пересечений каркасных элементов с региональными разломами фундамента, площади интерференции разнопорядковых и разновозрастных структур центрального типа и, наконец, апикальные части одиночных купольных форм, особенно при пересечении их глубокими разломами. Сопоставление тектонической схемы, составленной на основании дешифрирования аэроснимков, с картой расположения точек медноколчеданного оруденения позволило (Г. Г. Скипин, А. Г. Скипин, 1982) установить, что «...подавляющее большинство рудных точек тяготеет к районам кольцевых структур». Частота встречаемости рудопроявлений внутри кольцевых структур в четыре раза

выше, чем в среднем на всей площади. При этом кольцевые структуры рассматривались ими как зоны повышенной проницаемости. Они исходили из предположения, что гидротермальные растворы, проникавшие вдоль этих зон, могли с равной долей вероятности распространяться как внутри кольцевой структуры, так и за ее пределами и, в соответствии с этим, внешняя зона кольцевых структур рассматривается как сфера ее влияния. Радиус последней принимается равным радиусу кольцевой структуры. Внутри сферы влияния кольцевых структур рудопоявления встречаются в среднем в 2 раза чаще, чем на всей площади и в 7 раз чаще, чем за пределами сферы влияния. Внутри кольцевых структур частота встречаемости рудопоявлений в 15 раз выше, чем за пределами сферы их влияния. Дифференциальное рассмотрение медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализаций показало близко-одинаковое их расположение в отношении кольцевых структур, что позволило заключить, с одной стороны, об общности их генезиса, с другой—о пространственной связи колчеданного оруденения с кольцевыми структурами.

Наличие внутри этих кольцевых структур субвулканических интрузивных тел или пространственное совпадение их с крупными вулканическими постройками дали основания Г. Г. и А. Г. Скинпину среди возможных причин образования этих структур отметить диапиризм (связанный с образованием кислых интрузивов) или активную вулканическую деятельность при едином механизме их формирования. Устанавливается определенная зависимость диаметра кольцевых структур от мощности «гранитного слоя» земной коры (диаметр кольцевых структур обычно равен мощности гранитного слоя). Так, по данным А. А. Сорского (1966), А. Х. Баграмяна (1974) и др., мощность гранитного слоя в пределах Сомхето-Карабахской зоны составляет примерно 15—17 км, что равно диаметру выделенных здесь Скипинными кольцевых структур (16—17 км).

Учитывая отмеченную выше рудоконтролирующую роль кольцевых структур для колчеданного оруденения, можно заключить о наличии достаточных оснований для отнесения их к числу основных критериев для прогноза оруденения. При этом, учитывая результаты исследований В. В. Соловьева (1977), М. М. Васильевского (Прогнозная.... 1977), можно считать, что места пересечений кольцевых структур с региональными линейными разрывными нарушениями «общекавказского» и «поперечного» направлений являются наиболее благоприятными для эндогенного рудообразования и, следовательно, эти узловыые зоны являются наиболее перспективными для выявления промышленных скопелений колчеданных и других сульфидных руд.

При оценке отмеченных тектонических структур в качестве прогнозно-поисковых критериев необходимо учитывать не только протяженность и элементы залегания структур, поддающиеся картированию, но и длительность, интенсивность и характер протекавших по ним тектонических движений, которые в конечном итоге определили их породо- и рудообразующую роль. Наиболее важными в отношении рудообразования являются перманентно и направленно развивающиеся структуры, которые, как правило, одновременно и являются наиболее выдержанными в пространстве. Они обычно соответствуют глубинным долгоживущим зонам проницаемости, вдоль которых в результате направленного тектоно-магматического процесса формируются линейные структуры в виде вулканических поясов. В пределах последних магматические и металлогенические процессы проявлены более интенсивно, но неравномерно. Они контролируются структурами с центральной симметрией—долгоживущими центрами магматической и металлогенической активности, фиксирующимися геологическими и геофизическими данными (кольцевые системы гравитационных ступеней) и аэро- и космическими съемками (структуры ограничительных рвов).

На карте напряженности разрывных нарушений благоприятные в отношении оруденения площади приурочиваются к Санаин-Лалварскому (северо-западного простирания), Кохб-Техутскому (северо-восточного простирания), Атан-Гилакскому нарушениям, а также близмеридиональным и близширотным разломам, пересекающим Алавердское, Ахталское и Шамлугское рудные поля. Весьма перспективными в отношении выявления оруденения являются также узлы пересечений отмеченных кольцевых и прямолинейных структур с более мелкими разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и широтного направлений, с небольшими амплитудами смещения.

1.1.3 Магматические поисково-прогнозные критерии рудоносности

Роль магматического фактора в образовании месторождений различных генетических групп рудных формаций Алавердского рудного района существенно разная. Он имеет исключительно рудогенерирующее значение, определяя вещественный состав руд и место его проявления в сравнительно широком плане. В качестве рудоконтролирующего проявляют себе факторы, формирующие пути движения эндогенных субстанций. В качестве рудоло-

кализирующего выступает для собственномагматических и отчасти скарновых месторождений. Соответственно при прогнозе месторождений различных рудных формаций магматическим критериям придается различное значение: сравнительно более надежны они для скарновых рудных формаций, затем идут плутоногенно-гидротермальные и вулканогенные рудные формации. Повсеместная приуроченность скарновых месторождений к экзо- или эндоконтактовым зонам интрузивных массивов может быть использована для прогнозирования месторождений этой генетической группы. Для плутоногенно-гидротермальных месторождений Алавердского рудного района характерна тесная пространственная и временная связь с интрузивными породами.

Плутонические формации киммерийского тектономагматического этапа

В киммерийском этапе в тесной связи с историей тектономагматического развития рассматриваемой области происходит формирование двух интрузивных комплексов—среднеюрского (Ахпатский массив) и верхнеюрско-нижнемелового (Кохб-Шнохский, Цахкашатский массивы), относящихся соответственно к плагиогранитной и тоналитовой формациям*.

К плагиогранитной формации относятся: собственно Ахпатский массив (~6 км²), обнажающийся у одноименного железнодорожного разъезда, на левом берегу р. Дебед; небольшой изолированный выход в 1,5 км к СВ от ЮЗ контакта массива, а также мелкие выходы на правобережье реки, отделенные от основного выхода массива руслом р. Дебед. В 0,5—0,6 км от западного контакта массива, восточнее русла р. Кацоцк, обнажаются мелкие (~1,5 км²) выходы габброидов, которые рассматриваются в качестве 1 фазы Ахпатского массива.

Интрузив внедрен в ядро Дебедской антиклинали и прорывает наиболее древние в районе зеленокаменные андезиты и базальты дебедской свиты. Верхний возрастной предел интрузива прямыми геологическими наблюдениями не определяется ввиду отсутствия перекрывающих его более молодых образований. Исходя из сопоставлений с аналогичными интрузивами плагиогранитной формации Шамшадинского антиклинория, для которых геологи-

* Детальные сведения по различным аспектам интрузивного магматизма района, основным понятиям и принципам выделения магматических формаций приводятся в специальных монографиях, указанных в списке литературы настоящей работы.

ческими взаимоотношениями устанавливается среднеюрский возраст, а также учитывая результаты радиологической датировки Ахпатского, Тавушского и Хидзорутского интрузивов—158÷164 млн лет (Багдасарян, 1972), можно с достаточной уверенностью говорить о среднеюрском возрасте Ахпатского массива.

Интрузив имеет штокообразную форму с крутыми контактами (65—75°) и несколько вытянут в СВ направлении. Ахпатский массив является полифазным образованием.

Первая фаза представлена мелкими, штокообразными выходами габбро и габбро-диоритов. Это темнозеленые мелко-среднезернистые, обычно порфиroidного сложения породы.

Первичные минералы—зональный плагиоклаз № 62—38 (~50%), авгит- $W_{043} E_{130} F_{S27}$ (~16%), роговая обманка $f'' = 24\%*$ (~9%), очень редко в виде единичных зерен встречаются оливин и кварц.

Акцессорные минералы—титаномагнетит, апатит, сфен, циркон. Вторичные минералы—хлорит (по плагиоклазу и цветным минералам), актинолит (по роговой обманке), серицит (по плагиоклазу), карбонат (по оливину и плагиоклазу 1 генерации). Следует отметить, что оливин нацело замещен продуктами вторичных изменений.

Структура—порфиroidная с габбровой, нередко с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Вторая фаза, породы которой слагают резко преобладающую часть площади массива (~98%), представлена в основном плагиогранитами. Они характеризуются серовато-зеленым, розовато-зеленым, розовато-серым цветом, обычно среднезернистым сложением. В эндоконтактных частях массива, в особенности в северной, плагиограниты постепенно сменяются кварцевыми диоритами мелкозернистого, реже—порфиroidного сложения. Здесь же в большом количестве встречаются ксенолиты различных размеров (до 0,8 м). Более мелкие ксенолиты (от долей см до 1 см), нередко представленные «теньевыми» разностями, часто встречаются и в центральных частях массива. Первичные минералы—зональный плагиоклаз № 32—26 (~60%), кварц (~32%); роговая обманка $f'' = 26\%$ (~6%) и биотит $i'' = 50\%$ (~1%)—почти нацело замещены вторичными минералами. Акцессорные минералы титаномагнетит, апатит, сфен, циркон; в протоlochках, кроме того, определены—циртолит, лейкоксен, мартит, пирит, халькопирит, самородный свинец.

Вторичные минералы—хлорит (по цветным минералам, реже по плагиоклазу), альбит, серицит (по плагиоклазу), эпидот (по

* Общая железистость (f'') определялась по диаграмме В. С. Соболева

роговой обманке). Интенсивно проявлена цеолитизация плагиоклаза.

Одновременно следует отметить наложенную пиритовую и редко халькопиритовую минерализацию в пределах северной эндо- и экзоконтактной полосы Ахпатского массива.

Структура—гипидиоморфнозернистая, порфириовидная с аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, микропегматитовой структурой основной массы.

Жильно-магматические породы, генетически связанные с интрузивом, пользуются незначительным развитием и представлены маломощными (до 20 см) дайками плагиоаплитов, развитыми в юго-западной эндоконтактной полосе интрузива, а также во вмещающих вулканитах небольшого выхода плагиогранитов, на левом берегу р. Дебед.

В плагиоаплитах резко проявлен биминеральный характер их состава—содержание плагиоклаза и кварца составляет более 95% объема породы, содержание цветных минералов не превышает 2%.

По своим петрохимическим особенностям породы плагиогранитной формации в целом относятся к известково-щелочным ассоциациям. Габброиды относятся к базальтоидной группе пород ($b=27,8$) и характеризуются умеренножелезистым ($F=50,4\%$), весьма низкощелочным ($a=5,9$), умеренно высоконатриевым ($n=85,3$), умеренно низкоглиноземистым ($Al_2O_3=16,02\%$) уклоном.

Плагиограниты относятся к кислой группе ($b\sim 6$) и характеризуются умеренно железистым ($F\sim 68\%$), умеренно низкощелочным ($a\sim 12$), весьма высоконатриевым ($n\sim 94$), умеренно низкоглиноземистым ($Al_2O_3\sim 12\%$) уклоном. Одновременно следует отметить относительно повышенную кремнекислотность, щелочность и железистость плагиогранитов Дебедского выхода.

В целом от габброидов I фазы к плагиогранитам II фазы и далее к плагиоаплитам происходит резкое увеличение кремнекислотности, общей щелочности, железистости и резкое уменьшение содержания полевощпатовой извести.

Акцессорно-минеральный состав плагиогранитовой формации характеризуется ограниченностью видового состава, высоким содержанием титаномагнетита (35340 г/т) и Са—содержащих акцессориев, отсутствием минералов редких и радиоактивных элементов, незначительным присутствием галенита, самородного свинца, самородного цинка.

Геохимические особенности пород плагиогранитной формации характеризуются близкокларковыми концентрациями меди в габброидах (0,007%) и плагиогранитах (0,0018%), близкокларковыми концентрациями в плагиогранитах свинца (17 г/т), вольфрама

(1,5 г/т), олова (2 г/т), пониженными содержаниями летучих F и S (соответственно 0,04% и 0,009%) (рис. 2, 3).

Петрографо-минералогические, петрохимические и геохимические особенности пород различных фаз плагногранитной формации позволяют предполагать автономность магмообразующих субстратов габброидов и плагногранитов, при этом выплавление плагногранитов, по-видимому, происходило на границе «базальтового» и «гранитного» слоев.

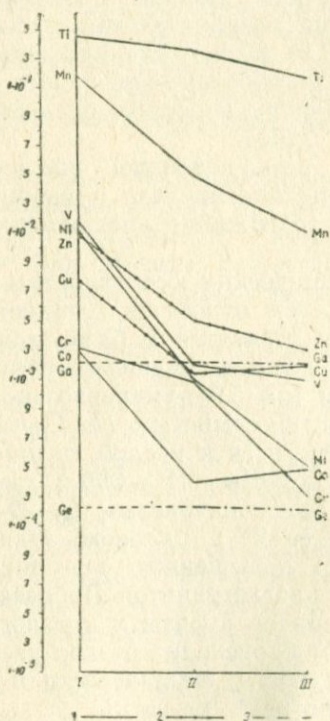


Рис. 3. Поведение различных групп элементов в ходе становления плагногранитной формации (Ахпатский массив): I—габбро, II—плагнограниты, III—плагноаплиты; 1—элементы групп железа, 2—металлогенные элементы, 3—редкие элементы.

Тоналитовая формация. К тоналитовой формации относится Кохб-Шнохский массив (~90 км²), обнажающийся в междуречье рр. Дебед и Кохб. Выход однотипных пород на левобережье р. Дебед, в районе с. Чочкан, является непосредствен-

ным продолжением массива, отделенным от него потоками верхнеплиоценовых андезитов-базальтов. Юго-западным продолжением массива, расположенным в 5—6 км от него, является Цахкашатский массив. Интрузив внедрен в крылья Геогдагской и Чочканской антиклиналей второго порядка и прорывает средне-позднеюрские вулканиты. Верхняя возрастная граница определяется из наличия галек пород различных фаз интрузива в позднеконъюнктивных конгломератах у г. Ноемберян. Эти данные позволили впервые А. Т. Асланяну (1946) высказать мнение о нижнемеловом возрасте Кохб-Шнохского массива. Радиологический возраст пород различных фаз и фаций массива (свыше 50 определений) укладывается в интервале 120÷141 млн. лет (Г. П. Багдасарян, 1966), что хорошо согласуется с геологическими наблюдениями.

Кохб-Шнохский массив является полифазным, полифазальным образованием.

Первая фаза, слагающая свыше 90% площади массива, представлена главным образом биотит-роговообманковыми тоналитами и кварцевыми диоритами. Это обычно серовато-зеленоватые, иногда с розовым оттенком, породы среднезернистого, реже мелкозернистого, иногда порфириовидного сложения. Порфириовидные выделения представлены плагиоклазом, очень редко — роговой обманкой. В эндоконтактных частях массива (район г. Зякатар, с.с. Личкадзор, Арчис, Техут) биотит-роговообманковые разности сменяются пироксен-роговообманковыми кварцевыми диоритами, реже — диоритами и габбро-диоритами. В Чочканском и Цахкашатском выходах тоналиты постепенно переходят в гранодиориты, а иногда даже в граниты. Появление более кислых разностей в эндоконтактных частях интрузива, по всей вероятности, связано с процессами эманационной дифференциации.

В различных частях массива встречаются ксенолиты, размеры которых колеблются от долей сантиметра до 4—5 м. Степень переработки их различная: иногда встречаются ксенолитовые шпильки, которые диагностируются микроскопически по скоплениям цветных минералов. В некоторых случаях, в результате перекристаллизации, ксенолиты вмещающих вулканитов приобретают облик интрузивной породы.

Минеральный состав разновидностей пород I фазы характеризуется в общем однотипностью. Первичные минералы — плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, ортоклаз. В эндоконтактных кварцевых диоритах и габбро-диоритах ортоклаз отсутствует и появляется диопсид. Тоналиты и кварцевые диориты характеризуются широкими вариациями содержания первичных минералов (плагиоклаз—45÷58%, кварц—14÷28%, ортоклаз—2,5÷12%, биотит—3,5÷13,5%), обусловленными гибридным характером рассматриваемых пород. Характерны зональность плагио-

клаза (№ 51—26), пониженная железистость роговой обманки ($i''=25-36\%$) и биотита ($i''=44-50\%$).

Акцессорные минералы—магнетит, апатит, сфен, циркон; в протолочках определены также титаномагнетит, ильменит, халькопирит, циртолит, ортит, шеелит, рутил, лейкоксен.

Вторичные минералы—хлорит (по биотиту, роговой обманке), серицит, альбит (по плагиоклазу), карбонат (по плагиоклазу ранней генерации). Характерна также сосюритизация ранних генераций плагиоклаза.

Структура—гиподиоморфнозернистая, порфириовидная с гипидиоморфнозернистой, реже—призматически зернистой структурой основной массы.

Вторая фаза представлена мелкими ($\sim 0,2 \text{ км}^2$) штокообразными телами лейкократовых гранитов, приуроченных к ССЗ эндоконтакту интрузива, в районе с. Чочкан и к ВСВ эндоконтакту в русле и на правобережье р. Барана. Это, как правило, мелкозернистые породы кирпично-розового цвета, почти полностью лишенные цветных минералов, а также—ксенолитов. Иногда встречаются миароловые разности, в которых пустоты заполнены кварцем, полевыми шпатами, редко—кальцитом, рудные минералы в миаролах не встречены.

Первичные минералы кварц ($\sim 38\%$), ортоклаз ($\sim 35\%$), плагиоклаз—№ = 25—8 ($\sim 25\%$), биотит $i''=51\%$ ($\sim 1\%$).

Акцессорные минералы—магнетит, апатит, циркон; в протолочках определены также сфен, циртолит, малакон, лейкоксен, ксенотим, анатаз, ортит, флюорит, пирит, галенит, самородный свинец, молибденит, торит.

Вторичные минералы—серицит (по плагиоклазу), хлорит (по биотиту). Как общую особенность, следует отметить довольно интенсивную пелитизацию полевых шпатов.

Структура—гипидиоморфнозернистая, нередко панидиоморфнозернистая, аплитовая.

Жильно-магматические породы, генетически связанные с интрузивом, сравнительно с Ахпатским плагиогранитным массивом, пользуются значительным развитием. Они представлены в основном аплитами, плагиоаплитами, пегматитами, гранитами, плагиогранитами. В пространственном размещении наблюдается их приуроченность, в основном, к эндоконтактовым частям массива.

Аплиты и плагиоаплиты представлены маломощными ($5 \div 10$, реже $30 \div 40$ см) дайками СЗ и СВ простирания с пологими (до 45°), редко более крутыми (до 80°) углами падения.

В ряду жильно-магматических пород они являются наиболее ранними и секутся жилами пегматитов.

Пегматиты приурочены в основном к СВ (юго-западнее с Кохб) и западному (около с. Шнох) эндоконтактовым частям массива. Среди пегматитов выделяются фазовые и фациальные разновидности (по классификации К. А. Власова). Фазовые пегматиты представлены дайками и линзообразными телами и встречаются, в основном, в породах I фазы. Мощность их обычно не превышает 0,5 м. Фациальные разновидности, в отличие от фазовых, встречаются лишь в лейкократовых границах II фазы и представлены «миароловыми» обособлениями без резких контактов. Пегматиты характеризуются зональным строением; в центральном ядре, сложенном блоковым кварцем или друзами кварца и ортоклаза, иногда встречаются крупночешуйчатый биотит, пирит, очень редко — халькопирит.

Жильные граниты, как и аплиты, представлены обычно мало-мощными (10—20 см) дайками СЗ и СВ простирания, с относительно крутыми углами падения.

Жильные плагииграниты, обнажающиеся, в частности, у ЮВ окраины с. Шнох, по правому берегу р. Шнох, имеют мощность до 4 м. Простирание их, в отличие от аплитов, пегматитов, гранитов, близмеридиональное ($100\text{--}110^\circ$) с падением на СВ, углы падения от $30\text{--}40^\circ$ до $60\text{--}70^\circ$. Относительно более поздние дайки кварцевых диорит-порфиритов, в отличие от вышерассмотренных, характеризуются большими мощностями (0,5—5 м), приуроченностью, как правило, к структурам северо-восточного простирания, падением на восток под крутыми углами ($60\text{--}80^\circ$), относительно большой протяженностью, наличием отчетливой эндоконтактовой зоны закалки.

По петрохимическим особенностям породы тоналитовой формации отчетливо отличаются от пород плагиигранитной формации. Породы I фазы и, прежде всего, тоналиты и кварцевые диориты, слагающие основную площадь массива, относятся к группе кислых пород ($b=8,5\div 13,5$) и характеризуются умеренно магнийвым и умеренно железистым ($F=45,6\div 57,8$), умеренно низкощелочным ($a=7,5\div 12,0$), умеренно натриевым и умеренно высоконатриевым ($n=67,5\div 86,0$), умеренно высокоглиноземистым уклоном ($Al_2O_3=15,5\div 18,7\%$). В целом для пород I фазы характерны широкие вариации петрохимических параметров, обусловленные их гибридной природой. Лейкократовые граниты относятся к группе кислых пород ($b=0,8$) и характеризуются умеренно железистым ($F=68,5$), умеренно щелочным ($a=14,0$), умеренно натриевым ($n=54,2$), умеренно низкоглиноземистым ($Al_2O_3=12,6$) уклоном.

В целом от первой фазы ко второй и далее к жильно-магматическим породам происходит возрастание кремнекислотности, увеличение содержаний щелочных алюмосиликатов и относитель-

ной роли калия в сумме щелочей, уменьшение полевошпатовой извести, увеличение железистости. В дайках плагиоаплитов и плагиогранитов эта закономерность не выдерживается.

Акцессорно-минеральный состав пород тоналитовой формации, по сравнению с плагиогранитной, характеризуется значительным видовым разнообразием. Необходимо отметить: а) обогащенность тоналитов и кварцевых диоритов I фазы магнетитом (31270 г/т) и его резкое уменьшение в лейкократовых гранитах II фазы (2080 г/т) и в жильно-магматических образованиях; б) наличие, обычно в виде единичных зерен, халькопирита, галенита, самородного свинца, шеелита, самородного золота в тоналитах и кварцевых диоритах I фазы; в) появление в эндоконтактовых гранитах флюорита, касситерита; г) наличие в лейкократовых гранитах II фазы флюорита, касситерита, шеелита, галенита, самородного олова, самородного свинца, увеличение содержания редкоземельных минералов, а в пегматитах—и радиоактивных минералов (торит, торриант).

Из геохимических особенностей пород тоналитовой формации следует отметить, в целом, отсутствие металлогенической специализации на медь, свинец, цинк, молибден. В то же время в гранитах, тоналитах и кварцевых диоритах западной и северо-западной эндоконтактовых частей массива, относительно обогащенных летучими ($F=0,05\%$, S сульфид $=0,009\%$, S сульфат $=0,007\%$), содержание меди несколько повышается ($0,005 \div 0,007\%$ против $0,0025$ в других частях массива). Отчетливо повышенные концентрации отмечаются для олова (12 г/т), в 4 раза превышающие кларковые содержания кислых пород (рис. 4).

Таким образом, можно говорить об отчетливо проявленной локальной металлогенической специализации эндоконтактовых кварцевых диоритов и тоналитов на медь и эндоконтактовых гранитов на олово и вольфрам. Специализация лейкократовых и жильных гранитов на олово, по-видимому, обусловлена уровнем генерации этих пород и соответственно наследованием его геохимических особенностей. В этой связи следует отметить резко повышенные содержания олова и акцессорного касситерита (до 675 г/т), а также повышенные концентрации вольфрама и акцессорного шеелита в породах Дзирульского кристаллического субстрата (Одикадзе, 1969).

В целом петрографо-минералогические и геохимические, в том числе изотопно-кислородные, особенности пород различных фаз Кохбского массива позволяют предполагать базитовый состав исходного расплава и значительную роль процессов ассимиляции пород кристаллического субстрата в формировании их петро-геохимического облика (Р. Л. Мелконян, 1976, М. С. Акопян, Р. Л. Мелконян, 1981).

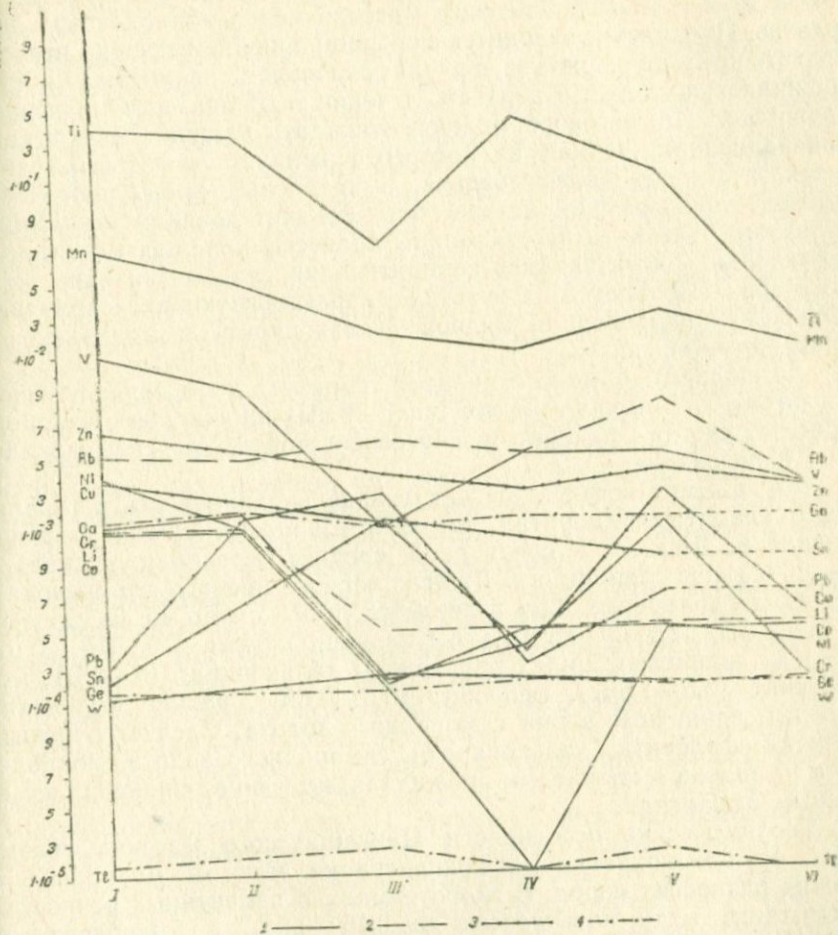


Рис. 4. Поведение различных групп элементов в ходе становления плагиогранитной формации (Кохбский массив): I—тоналиты и кварцевые диориты, II—гранодиориты, III—лейкократовые граниты, IV—трондъемиты, V— жильные граниты, VI— жильные плагиограниты; 1—элементы группы железа, 2—малые петрогенные элементы, 3—металлогенные элементы, 4—редкие элементы.

Как известно, породы тоналитовой формации Алавердского рудного района характеризуется наличием медно-молибденовой минерализации. Кроме известного Техутского медно-молибденового месторождения в пределах Кохб-Шнохского массива, определенный

практический интерес представляет обнаруженное Р. Л. Мелконяном в 1972 г. в Цахкашатском массиве медно-молибденовое проявление. Проявление находится в среднем и нижнем течении второго правого притока р. Джигаз, в русле реки в виде кварцевых жил и прожилков, а также в верхнем течении р. Дживаз в пегматитовой прожилке. Иначе говоря, можно утверждать наличие двух этапов минерализации, первая из которых фиксируется в фазовых пегматитах, а вторая, более поздняя, в кварцевых прожилках. Наибольший практический интерес представляет поздний этап минерализации. С этим этапом связаны процессы калишпатизации, окварцевания, биотитизации, серицитизации, карбонатизации. Эти изменения отмечаются на участках, характеризующихся наличием прожилково-вкрапленной медной (халькопирит) и молибденовой минерализаций.

Халькопирит, обычно с пиритом, образует либо вкрапленность в породах, либо в виде тонких (до 1—2 мм) прожилков с кварцем, пиритом, иногда сфалеритом, пересекает породы массива и жильные образования.

Молибденит встречается как в виде вкрапленности в тоналитах и кварцевых диоритах, так и в кварцевых жилах (верхнее течение р. Дживаз, в русле реки, среднее течение р. Дживаз в 40—60 м выше слияния с р. Дживаз первого правого его притока). Мощность кварцевых жил колеблется от 0,5 см до 40 см, простирание ССВ, падение на В, углы падения крутые—70—75°. В отдельных кварцевых жилах определены халькопирит (6—8%), молибденит (0,5—1,5%), сфалерит (0,3—0,6%), редкие выделения борнита, единичные зерна самородного золота. Следует отметить наличие сфалерита, халькопирита, самородного золота, молибденита не только в кварцевых прожилках, но и во вмещающих измененных тоналитах.

Геохимические особенности Цахкашатского массива указывают на близкокларковые концентрации меди и молибдена в свежих разностях пород. В гидротермально измененных разностях содержание меди повышается до 0,15—0,8%, а молибдена—от 0,0004% до 0,006 (в штуфных образцах), в кварцевых прожилках содержание молибдена доходит до 0,3%.

Широкое развитие зон гидротермально измененных пород с халькопиритовой и молибденитовой минерализацией, наличие кварцевых жил с аналогичной минерализацией, а также разрывных нарушений ССВ до близширотного простираний, в частности вдоль южной эндоконтактной зоны интрузива, позволяет рекомендовать проведение в этой полосе поисковых и поисково-разведочных работ. С учетом сопряженности этой полосы с рудоносными структурами Техутского медно-молибденового месторож-

дения предлагаемый участок может представлять определенный практический интерес.

Одновременно наличие самородного золота в тоналитах Цах-кашатского массива, как и ранее отмеченное его присутствие в Кохбском массиве, позволяет вновь подчеркнуть необходимость опробования главнейших типов пород массива с целью выяснения перспектив золотоносности тоналитовой формации в целом.

Трондjemиты. Эти породы, впервые обнаруженные Р. Л. Мелконяном в составе Кохб-Шнохского массива, приурочены, как правило, к западной и юго-западной частям Кохб-Шнохского массива. Они отчетливо секут тоналиты и кварцевые диориты, верхняя возрастная граница прямыми геологическими взаимоотношениями не устанавливается и в определенной степени является условной. Крайне низкие содержания в них калия ($K_2O=0,33\div 0,40\%$) не позволили провести радиологическое определение их возраста. В структурном отношении трондjemиты обычно приурочены к разрывным структурам близмеридионального простирания. Они, как правило, представлены дайкообразными телами мощностью до 20 м, которые в отдельных случаях прослеживаются до 1,5÷2 км. В их эндоконтактных частях нередко встречаются раздробленные обломки тоналитов.

Трондjemиты характеризуются светло-серым цветом, обычно порфиоровидным, реже мелко-среднезернистым сложением. Порфиоровидные (интрателлурические) выделения представлены довольно крупными (до 1,5 см) зернами плагиоклаза синевато-серого цвета, отчетливо выделяющимися на общем светло-сером фоне породы. Трондjemиты, в отдельных участках, постепенно переходят в плагиоклазиты. Первичные минералы—зональный плагиоклаз № 40—18 (53—60%), кварц (38—45%); в виде отдельных чешуек встречается биотит. В плагиоклазитах содержание кварца резко уменьшается ($\sim 1\%$) и порода почти нацело сложена плагиоклазом. Акцессорные минералы—сфен, рутил, циркон, апатит, очень редко магнетит; в протолочках определены также пирит, ильменит, гематит, лейкоксен, галенит, самородный свинец. Вторичные минералы—серицит (по плагиоклазу), хлорит (по биотиту). Структура порфиоровидная с призматическизернистой, реже—оксифитовой структурой основной массы.

По особенностям химизма рассматриваемые породы относятся к группе кислых пород ($b=2,4\div 5,9$) и характеризуются умеренно магниевым и умеренно железистым ($F=47,6\div 75,6$), умеренно низкощелочным ($a=13,2\div 16,5$), весьма высоконатриевым ($n=95,7\div 97,0$), крайне высокоглиноземистым ($Al_2O_3=18,3\div 25,0\%$) уклоном.

Акцессорно-минеральные особенности трондjemитов характе-

ризуются повышенными содержаниями Ti и Ca—содержащих минералов—рутила, сфена, ильменита, апатита.

Из геохимических особенностей следует отметить повышенные содержания титана, концентрация которого в отдельных разновидностях плагиоклазитов доходит до 0,95%, а также крайне низкие содержания меди (0,0004—0,0009%).

Изотопно-кислородное изучение трондъемитов (М. С. Акопян, Р. Л. Мелкоян, 1981), установившее глубинный, вероятно верхнемантийный характер интрателлурических выделений плагиоклаза, высокую температуру их кристаллизации ($>1000^\circ$), резкое отклонение их изотопно-кислородного состава в общем ряду эволюции изотопного состава кислорода в породах различных фаз Кохб-Шнохского массива, позволило высказать мнение о самостоятельности рассматриваемых пород и отсутствии генетической связи их с породами нижнемеловой тоналитовой формации.

Плутонические формации альпийского (новоальпийского) тектономагматического этапа

С альпийским (новоальпийским) этапом связано образование интрузивов габбро-гранодиоритовой формации, к которой относятся Лалварский и Банушский* массивы, расположенные между восточными отрогами г.г. Лалвар на западе и с. Бардадзор на востоке. Лалварский массив в отличие от Ахпатского (плагиогранитовая формация) и Кохбского (тоналитовая формация) представляет собой вытянутое в близширотном направлении дайкообразное тело ($\sim 35 \text{ км}^2$), внедренное в зону долгоживущего ($J-f_2$) Лалвар-Шамлуг-Чочканского нарушения ВСВ простирания. Согласно результатам геофизических работ (Сорокин и др.), Лалварский массив, в отличие от других интрузивов Алавердского рудного района, ни в магнитном, ни в гравитационном поле не отражается и является бескорневым телом.

Вопрос возрастной датировки интрузива, как и других массивов района, является дискуссионным. Выделяются три изолированных выхода интрузивов—Лалварский, Банушский и Бардадзорский, первый из которых достоверно прорывает среднеэоценовые, а два других—средне-позднеюрские образования. Гальки Лалварского и Банушского интрузивов содержатся в конгломератах лютетского яруса. Радиологический возраст Лалварского и Банушского массивов равен соответственно 37 ± 2 млн. лет и

* Далее указанные массивы рассматриваются совместно под одним названием.

47±5 млн. лет. С учетом соответствующих данных для лейко-кратовых гранитов III фазы Банушского массива и даек гранодиорит-порфиров — 40±2 млн. лет (Г. П. Багдасарян, 1966) различия между радиологическим возрастом Лалварского и Банушского массивов практически сходят на нет. Если учесть наличие среднеэоценового андезитового вулканизма в рассматриваемом районе и проявление среднеэоценовых однотипных магматических формаций в соседней—Присеванской структурно-формационной зоне, то представляется логичным принятие предверхнеэоценового возраста рассматриваемых интрузивов.

Лалварский массив является полифазным, полифациальным образованием.

Первая фаза представлена мелкими (0,2—0,3 км²) изолированными телами габбро и оливиновых габбро в водораздельной части р.р. Бануш и Учкилиса.

Первичные минералы—зональный плагиоклаз—№ 84—48 (~54%), диопсид—Wo₄₂ Ep₃₀ Fs₂₈ (23%), оливин (~10%), биотит f''=44—47% (~2%), очень редко в виде единичных зерен встречается и кварц.

Акцессорные минералы—титаномагнетит, апатит, сфен: в протолочках обнаружены также хромит, циркон, лейкоксен, ильменит, барит.

Вторичные минералы—серицит (по плагиоклазу), хлорит (по диопсиду и биотиту), редко серпентин (по оливину). В отличие от габброидов плагиигранитной формации они характеризуются незначительностью вторичных изменений.

Структура—офитовая, порфировидная с офитовой структурой основной массы.

Вторая фаза, слагающая основную площадь массива, представлена в основном гранодиоритами. Цвет—зеленовато-розовато-серый, сложение среднезернистое, реже—мелкозернистое. В эндоконтактных частях массива гранодиориты сменяются диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами. Здесь нередко в больших количествах встречаются ксенолиты, которые, как правило, представлены ороговикованными, перекристаллизованными вулканитами.

Первичные минералы—зональный плагиоклаз № 34—22 (~52%), кварц (~19%), ортоклаз (~13%) биотит—f''=46—48% (~6%), роговая обманка f''=30—34% (~7%).

Акцессорные минералы—магнетит, апатит, циркон, сфен; в протолочках обнаружены также рутил, ортит, флюорит, пирит, ильменит, халькопирит.

Вторичные минералы—серицит (по плагиоклазу), хлорит (по цветным минералам), редко карбонат (по роговой обманке).

Редко в порфиroidных гранодиоритах (восточные склоны г. Лалвар) в небольших количествах встречается гиперстен (~1,5 об.%). В эндоконтактовых диоритах, кварцевых монцодиоритах присутствует диопсид (соответственно 17% и 1,5%).

В отличие от пород плагиигранитной и тоналитовой формации, нередко наблюдается замещение пироксена биотитом, обусловленное относительно высокой калиевой щелочностью и окислительным характером флюидов в породах габбро-гранодиоритовой формации.

Структура гранодиоритов порфиroidная с гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Породы эндоконтактовой фации характеризуются изменчивостью структуры—от офитовой (диориты) до гипидиоморфнозернистой (кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты) и монцонитовой (кварцевые монцодиориты).

Третья фаза представлена лейкократовыми гранитами. В отличие от аналогичных пород Кохбского массива, они представлены не штокообразными, а дайкообразными телами, вытянутыми в близширотном направлении, согласно с зоной разлома. В пространственном размещении они приурочены не только к эндоконтактовым, но и к центральным частям массива. Лейкократовые граниты характеризуются розовым, кирпично-красным цветом, мелкозернистым, очень редко порфиroidным сложением. В отдельных случаях встречаются миароловые разности, центральные части которых сложены друзами кварца. В отличие от пород ранних фаз, каких-либо явлений контаминации в рассматриваемых породах не наблюдается.

Первичные минералы—ортоклаз (~43%), кварц (~36%), плагиоклаз—№ 26—8 (~19%), биотит $f''=46,52\%$ (~1,5%).

Акцессорные минералы—магнетит, апатит, циркон, в протоочках обнаружены также сфен, циртолит, малакон, анатаз, брукит, ортит, ксенотим, флюорит, мартит, пирит, халькопирит, галенит, самородный свинец, касситерит.

Вторичные минералы—серицит (по плагиоклазу), хлорит (по биотиту). Следует отметить, что в отличие от аналогичных пород Кохбского массива, вторичные минералы слагают менее 1% объема породы.

Жильно-магматические породы, генетически связанные с массивом, в отличие от интрузивов тоналитовой формации развиты крайне незначительно. Они представлены единичными дайками аплитов и пегматитов. Аплиты встречаются в южной и восточной эндоконтактовых частях массива в виде маломощных прожилков (до 5 см). Пегматиты также крайне редки и по масштабам своего распространения, мощностям, полноте развития не сопоставимы

с аналогичными породами Кохбского массива. Среди них выделяются маломощные (до 3—4 см) фазовые и фациальные разности. При этом в фазовых пегматитах отсутствуют зоны крупноблочного и блокового кварца, фациальные пегматиты встречаются лишь в лейкократовых гранитах и представлены мелкими миаролами.

По своим петрохимическим особенностям габброиды I фазы относятся к базальтоидной группе ($b=17+20$) и характеризуются умеренно магниевым ($F=45,5\div 48,8\%$), умеренно низкощелочным ($a=7,6\div 8,3$), умеренно высоконатриевым ($n=76\div 79$), весьма высокоглиноземистым ($Al_2O_3=19,3\div 21,6\%$) уклоном.

Гранодиориты II фазы, слагающие основной объем формации, относятся к кислой группе ($b=6,5\div 8,5$) и характеризуются умеренно железистым ($F=54\div 70\%$), субщелочным ($a=11\div 14$), умеренно натриевым ($n=65\div 74$), высокоглиноземистым ($Al_2O_3=15\div 18\%$) уклоном. Лейкократовые граниты III фазы также относятся к кислой группе, но характеризуются более низкими значениями параметра «b»— $3\div 6$, умеренно железистым ($F=61\div 72\%$), субщелочным ($a=12\div 14$), умеренно натриевым ($n=58\div 63$), умеренно низкоглиноземистым ($Al_2O_3=12-14\%$) уклоном.

В целом, от габброидов I фазы к гранодиоритам II фазы и далее к лейкократовым гранитам III фазы происходит увеличение кремнекислотности, содержания щелочных алюмосиликатов с возрастанием роли калия в сумме щелочей, значительное уменьшение величины полевошпатовой извести, увеличение железистости.

Акцессорно-минеральный состав пород габбро-гранодиоритовой формации в целом, по сравнению с породами плагиогранитной формации, характеризуется значительным видовым разнообразием, а сравнительно с породами тоналитовой формации сходством видового состава при различных их количественных содержаниях. Следует отметить наличие в гранодиоритах северной эндоконтактной зоны массива акцессорного молибденита.

Геохимические особенности рассматриваемых пород характеризуются отсутствием в целом металлогенической специализации на медь, свинец и цинк. Как и в Кохбском массиве, отмечаются повышенные содержания олова в гранодиоритах (5,3%) и особенно в лейкократовых гранитах (12 г/т). Содержание летучих—F, Cl (соответственно 0,045% в гранодиоритах II фазы) также отчетливо понижено (рис. 5).

В плагиогранитной (или габбро-плагиогранитной) формации байоса и габбро-диорит-гранодиоритовой (тоналитовой) оксфорд-неокома габброиды имеют мезократовые, высоконатриевые, низкоглиноземистые и низкотитанистые уклоны. Габброиды байоса Ахпатского массива низкощелочные, железистые, а верхнеюрские

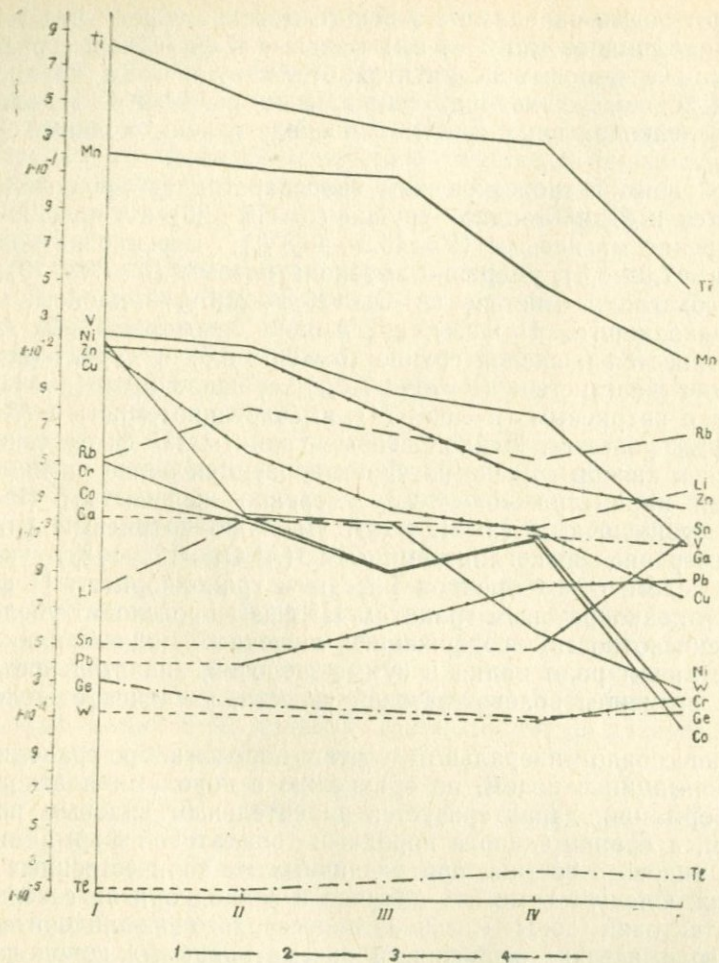


Рис. 5. Поведение различных групп элементов в ходе становления габбро-гранодиоритовой формации (Банушский массив): I—габбро, II—диориты, III—кварцевые диориты, IV—гранодиориты, V—лейкократовые граниты; 1—элементы группы железа, 2—петрогенные элементы, 3—металлогенные элементы, 4—редкие элементы.

габброиды Кохбского массива магниевые и умереннощелочные. Отмечается прямая сопряженность между повышенной меланократовостью и недосыщенностью кремнеземом и повышенной магнезиальностью габброидов (диориты также причисляются к габброидной группе).

Между габброидами средней и верхней юры существует значительное сходство по химизму—по высоконатриевым, мезократовым, низкоглиноземистым и низкотитанистым уклонам. Средне— и верхнеюрские габброиды отличаются по соотношению железа и магния: байосские габброиды железистые ($F=50, 4, 52, \%$ соответственно для габбро и диоритов), а оксфорд-неокомские—магниевого ($F=30,8$ и $34,9\%$ соответственно для габбро и диоритов).

Базальтоиды юрской ассоциации вулканических пород по основным петрохимическим характеристикам близки с рассматриваемыми габброидами. Байосские базальтоиды (дебедской и кошабердской толщ)—лейкократовые, низкощелочные, высоконатриевые, магниевого, низкоглиноземистые и низкотитанистые. Высокоглиноземистыми являются лишь базальты лавовых автобрекчий Кошабердского стратовулкана. Таким образом, отмечается почти полная сопряженность между одноименными петрохимическими параметрами базальтоидов и габброидов юрского возраста. Лишь базальтоиды лейкократовые, т. е. лейкобазальтовые ($b' < 25$), а габброиды мезократовые ($b' > 25$).

*Сравнительная петрохимическая характеристика
плутонических формаций
различных тектономагматических этапов
и петрохимические аспекты рудоносности*

Перейдем к петрохимической характеристике пород гранитоидной группы—кварцевых диоритов*, гранитоидов и гранитов. В гранитоидах (кроме гранитов), как и габброидах преобладают высоконатриевые и мезократовые уклоны. Гранодиориты характеризуются следующим набором признаков: мезократовые, умеренножелезистые, низкощелочные, высокоглиноземистые и высоконатриевые. Но в отличие от них конечные дифференциаты гранитоидного расплава—граниты высокожелезистые, низкоглиноземистые, лейкократовые, умереннонатриевые и умереннощелочные и крайне низкоанорититовые. По-видимому, в конечных продуктах кристаллизационной дифференциации (эвтектических гранитах) стираются многие петрохимические признаки, характерные для более основных неэвтектоидных пород.

Тоналитовая верхнеюрско-нижнемеловая и габбро-диорит-гранодиоритовая средне-верхнеэоценовая формации относятся к существенно гранитоидным ассоциациям, в которых гранитоиды сильно преобладают над породами габброидной группы. В гранитоидной группе преобладают кварцевые диориты (тоналитовый

* Кварцевые диориты иногда относятся к базитовой группе при анализе плутонических формаций в целях металлогенического прогноза (Изох, 1978).

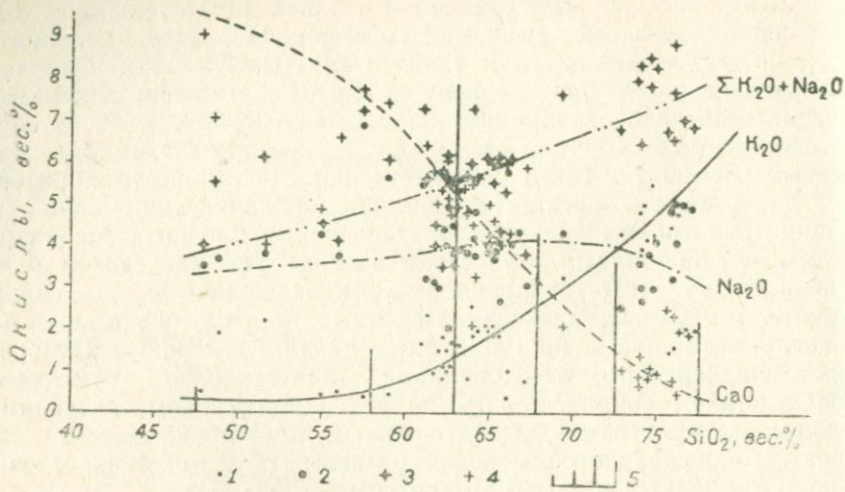


Рис. 6 а. Статистико-петрохимическая диаграмма Кохбской габбро-кварцевой диорит-гранодиоритовой (а) и Банушской габбро-гранодиорит-гранитной (б) серий. Вариационные линии содержаний окислов в вес. %: 1— K_2O , 2— Na_2O , 3— $K_2O + Na_2O$, 4— CaO , 5—частная гистограмма химических анализов в каждом 5%-ном интервале содержаний SiO_2 .

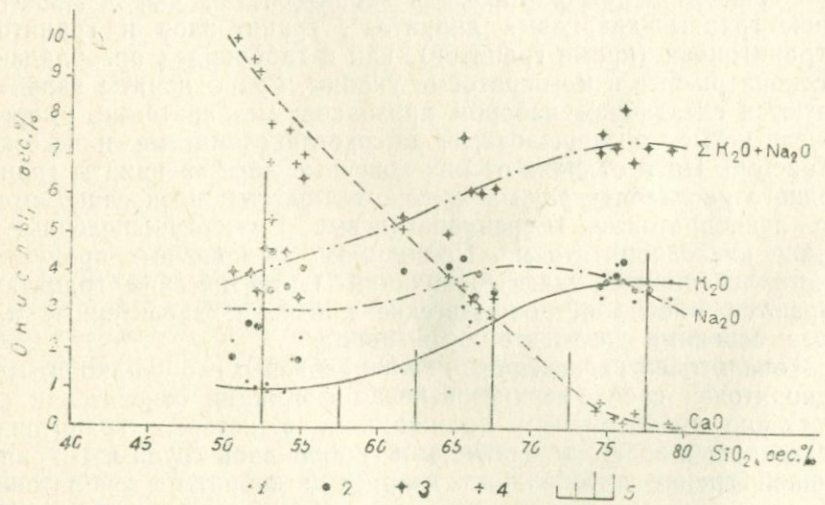


Рис. 6 б.

комплекс). По признаку полноты основной группы это ассоциации с габбро, а по признаку завершенности принадлежат к классу с лейкогранитами. Гранодиориты низкощелочные (сумма щелочей меньше 7,6), согласно классификации Э. И. Изоха (1978), а граниты умеренно-щелочные (сумма щелочей от 7,5 до 8,5%). По типу щелочности верхнеюрский и палеогеновый плутонические комплексы Алавердского рудного района принадлежат к натриевой ассоциации, где натрий преобладает во всем ряду пород от габбро до гранодиоритов кроме гранитов (Э. И. Изох, 1978) (рис. 6а, 6б). Заметим, что натрий преобладает и в некоторых гранитах тоналитового комплекса и лишь в жильных гранитах и лейкогранитах калий преобладает над натрием. Хотя он формально принадлежит к натриевой ассоциации, но имеет и признаки высоконатриевой ассоциации (наличие плагиогранитов и преобладание натрия над калием в некоторых гранитах). К натриевой ассоциации принадлежат и породы Банушского, Лалварского интрузивов палеогена.

Таким образом, мезозойские и третичные плутонические формации являются длинными магматическими ассоциациями, с которыми обычно генетически связаны длинные ряды рудных формаций. В частности, для существенно гранитоидных формаций, аналогично верхнеюрско-нижнемеловым Алавердского района, характерным являются скарновые, редкометалльные и сульфидные месторождения. Обычно с длинными магматическими ассоциациями генетически связаны месторождения золота, молибдена, меди, свинца, цинка и др. металлов (Э. И. Изох, 1978).

Кохбский массив формировался на гипабиссальных глубинах (~3—5 км). Он многофазный, полный и длинный по набору пород (от габбро до гранитов), относительно слабо эродированный, что подтверждается наличием крупных провесов или блоков кровли верхнеюрских вулканитов и очень широкими полями роговиков надинтрузивной зоны шириною от 2 до 3 км, устанавливаемых на склонах г.г. Зикатар и Кыритар, при небольшой истинной их мощности (менее 100 м). Такие комплексы наиболее благоприятны для оруденения, чем короткие, недифференцированные, без гранитоидов, абиссальные или глубоко эродированные. Габбро-тоналит-гранитная верхнеюрская ассоциация с существенным преобладанием гранитоидов указывает на послейинверсионную стадию развития геотектонической зоны, когда преобладают тенденции поднятия (Ю. А. Кузнецов, А. П. Яншин, 1969, Р. Л. Мелконян, 1970). После складчатости оксфорд-неокомских вулканогенно-осадочных толщ и внедрения Кохбского плутона Алавердская зона завершает свое существование как геосинклиналь (Р. Л. Мелконян, 1976, 1981).

Известно, что концентрация золота происходит на очень широком интервале геологических условий и ассоциирует с магматизмом и вулканизмом различных этапов развития геосинклинальных областей. В частности золото, в качестве важного и ценного спутника, встречается в различных рудах—хромитовых, медно-никелевых, колчеданных, колчеданно-полиметаллических, т. е. концентрируется в месторождениях, связанных во времени и пространстве с основными-ультраосновными габбро-гранитными сериями и риолитоидно-базальтоидными вулканогенными комплексами. Однако, все же самостоятельные концентрации золота связаны именно с синорогенными гранитоидными комплексами стадии замыкания геосинклинальных систем. Типы золотоносных плутонических формаций различны: габбро-плагиогранитная, диорит-плагиогранитная, габбро-диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая и др. (Харкевич, Москалева, 1971), но золотоносными являются те из них, которые характеризуются определенными петрографическими, петрохимическими и геологическими признаками. На основе статистического анализа большого материала (более ста рудоносных и слабо рудоносных золотоносных плутонических комплексов на территории СССР) выявлена эмпирическая зависимость между составами гранитоидных ассоциаций и развитием золотого оруденения (Изох, 1976, 1978). Например, из габбро-диорит-гранодиоритовых или габбро-плагиогранитных формаций золотоносными являются те комплексы, которые отличаются натриевым и частью высоконатриевым типом щелочности, средним и низким уровнем общей щелочности, существенно гранитоидным, полным, завершенным, неконтрастным или слабо контрастным составом ассоциации, сложностью набора пород с габбро, но обязательным присутствием и с преобладанием гранитоидов, а среди последних (из гранодиоритов и гранитов) с преобладанием гранодиоритов, в базитовой группе (по Э. П. Изоху в эту группу включены, кроме габбро и диоритов, также кварцевые диориты при анализе плутонических формаций для целей прогнозирования) преобладают диориты и кварцевые диориты. Важным признаком является также большая разница (более 1%) в содержании щелочных металлов в серии (кроме гранитов) и присутствие исключительно низкоглиноземистых гранитов (рис. 6а, 6б).

Именно этими перечисленными признаками характеризуются в первую очередь ассоциации плутонических пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса Алавердского рудного района. Эти признаки присущи и третичному комплексу этого района (Банушский, Лалварский и др. массивы).

Для обнаружения золотоносных месторождений наиболее благоприятным является слабая эродированность плутонических ин-

трузивов, так как месторождения золота несколько удалены от контактов интрузивов ввиду того, что этот металл выпадает в средне- и низкотемпературных условиях. Из геологических признаков для золотоносных магматических формаций характерным является формирование их на гипабиссальных глубинах. Сильно выраженная приуроченность к определенным стадиям развития геосинклинальной области или типа тектонической структуры, а также состава вмещающих пород не отмечается. Одним из необходимых условий золотоносных существенно гранитоидных формаций является наличие предшествующих или близких по времени основных вулканитов, послегранитовых даек и развитие сульфидной минерализации.

В пользу точки зрения потенциальной золотоносности габбро-кварцевый диорит (тоналит)-гранитной (киммерийский плутонический комплекс) и габбро-диорит-гранодиоритовой формации региона (альпийский плутонический комплекс) в качестве дополнительных диагностических признаков рассматриваются такие факты, как преобладание плагиоклаза над калишпатом в гранитоидах, низкая железистость пород и биотитов, устойчивый уровень этого параметра от габброидов до гранитов, оливковая и зеленоватая окраска биотитов в некоторых типах пород и т. д. (Изох, 1978). Р. Л. Мелконяном (1976) доказано, что железистость (общая) биотитов в породах разного состава от габброидов до гранитов верхнеюрско-нижнемеловых и палеогеновых интрузивов меняется незначительно, сохраняясь на относительно низком уровне ($f'' < 50.00$). По данным химических анализов биотиты Кохбского массива магnezиальные—в кварцевых диоритах $F=39,6$ и $46,0$, а в тоналитах $48,1\%$. Отмечаются также биотиты с буровато-зеленоватой окраской (Ахпатский массив). Но многие петрографические вопросы плутонических комплексов все еще требуют дальнейшего детального изучения. Как видно, и этими петрографическими признаками существенно гранитоидные комплексы Алавердского района сходны с золотоносными формациями.

Таким образом, по комплексу магматических и петрохимических признаков—сложные, длинные, завершенные, с гранитами и лейкогранитами, существенно гранитоидные, неконтрастные, натриевые, с низкой и частью средней общей щелочностью габбро-гранитовые серии, а также с развитием исключительно низкоглиноземистых гранитов и большей разницей в содержаниях натрия и калия (рис. 10), а также геологическими признаками—гипабиссальные уровни глубинности и сравнительно слабая эродированность, как верхнеюрско-нижнемеловых (Кохб, Чочкан, Цахкашат и многие мелкие штоки в ореоле их на расстоянии до 7—10 км от контактной линий), так и палеогеновых (Бануш, Лал-

вар и мелкие штоки гранитоидного состава рассеянные вдоль западной юго-западной границы Алавердской зоны с соседней Севано-Ширакской), мощное развитие предшествующих и близкосоодрозрастных сложных риолитоидно-базальтоидных вулканических комплексов и поясов послегранитовых региональных даек основного и среднего состава, — выявляется сильное сходство (или полная аналогия) верхнеюрско-нижнемеловых и третичных плутонических комплексов Алавердского рудного района с золотоносными существенно гранитоидными формациями. Таким образом, отмечается совпадение главных вещественных и геологических признаков плутонических верхнеюрско-нижнемеловых и палеогеновых комплексов с золотоносными формациями (по классификации и систематике Э. П. Изоха, 1978). Следовательно можно, во-первых, верхнеюрско-нижнемеловые и третичные интрузии Алавердского рудного района рассмотреть как потенциально золотоносные формации, во-вторых, весь ореол Кохбского, Цахкшатского интрузивов и их надинтрузивные, а также площади развития гранитоидных интрузивов на юго-западном, южном и юго-восточном окружении (бассейн р.р. Аксибара, Сарнахпур, г.г. Каракетук, Маралсар, Сарнахпур и др.) выделить в качестве потенциально перспективных для поисков и обнаружения золотого оруденения. Эти выводы вытекают исключительно из анализа вещественного состава магматических формаций и геологических условий формирования их.

Наличие проявлений золота (Техутское на юго-западном экзоконтакте Кохбского массива, а также Хачахпюрское, Воскепарское, Циасарское и др.), относительно удаленных от Кохбского массива, но в окружении мелких выходов других гранитоидных штоков или независимо от них, с одной стороны, широкие площади аномалии золота, по данным шлихового, металлометрического и гидрохимического анализа, с другой, может служить дополнительным критерием, подтверждающим обоснованность использования петрологических критериев при определении золотоносности рассматриваемых формаций.

Имея в виду латериальную устойчивость магматических формаций внутри данной геотектонической зоны, можно ожидать развитие золотоносных формаций и за пределами Алавердского рудного района, внутри киммерийской геотектонической области. Кроме того, при прогнозах новых объектов на золото следует обратить внимание на ареалы развития существенно-гранитоидных натриевых комплексов, прежде всего не вскрытых эрозией или слабо эродированных.

По сумме диагностических признаков аналогом гранитоидных золотоносных формаций являются и области развития палеоген-

новых интрузивов в пределах Алавердского рудного района. Это пограничные территории, по-видимому, отраженной тектоно-магматической активизации.

*Сравнительная петрохимическая характеристика
вулканических формаций рудного узла
Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей*

Месторождения колчеданных рудных формаций (вулканогенно-гидротермальное оруденение) проявляют тесную пространственную связь с вулканическими формациями киммерийского и альпийского тектономагматического этапов.

Общая последовательность формационных типов вулканических ассоциаций территории Алавердского антиклинория такова: андезитовая и плагиолипаритовая формации нижнего байоса, андезито-базальтовая и липаритовая формация оксфорд-неокома, андезитовая и липаритовая формации среднего эоцена и базальтовая формация верхнего плиоцена. Мезо-кайнозойские вулканические формации района, как видно, внутри отдельных циклов слагают гомодромные ряды. В целом для доплиоценовых образований по составам пород не отмечается сколько-нибудь сильная тенденция эволюции в сторону гомодромности или антидромности. Однако, как будет видно из петрохимического анализа, все же отмечается очень ясное гомодромное направление внутри базальтоидных и риолитоидных породных групп снизу вверх по разрезу.

Кислый вулканизм повторяется трижды после базальтоидного. Проявления кислого вулканизма приурочены всегда к последним стадиям вулканической деятельности внутри цикла или ритма. В рамках единого магматического цикла наблюдается гомодромная эволюция вулканизма от базальтоидных к риолитовым типам. Такие ритмы вулканизма повторяются трижды: в нижней-средней юре (нижний байос), верхней-юре-нижнем мелу (оксфорд-неоком) и палеогене (среднем эоцене).

Петрохимический анализ вулканических ассоциаций производился на основе схемы петрохимической классификации А. Ф. Белоусова (1976, 1982). В схеме учитываются пять универсальных или основных показателей (параметров)—общая меланократовость ($b(b')$)*, соотношение железа и магния (в мол%)**, общая щелочность (параметр «а» А. Н. Заварицкого), содержание глинозема, а также дополнительные показатели-содержание

* $b' = b - \frac{ba'}{100}$ по Штейнбергу, b и a' параметры А. Н. Заварицкого.

** $F = \frac{100 \sum FeO}{\sum FeO \cdot M_{\Sigma O}}$ мол%

анортитового компонента (параметр «с» А. А. Заварицкого), содержание окиси титана, показатели агпаитовости и плюмазитовости.

Базальтоидная группа пород байоса (дебедская и кошабердская толща) большей частью или всегда имеет лейкобазальтоидный уклон ($b' < 25,0$), вплоть до андезитового ($b' \leq 15,0$). Это породы преимущественно с магниевым уклоном ($F < 50,0\%$). По общей щелочности в этой группе встречаются только низкощелочные типы. Меланократовые базальтоиды отсутствуют, встречаются лишь слабо мезократовые базальты в дебедской толще ($b' = 25,6$). Базальтоиды с лейкобазальтоидными уклонами характерны обычно для геосинклинальных палеовулканических областей и кайнозойских окраинных и внутренних морей.

Собственно базальты дебедской толщи характеризуются следующими петрохимическими параметрами: умеренномагниевого ($F = 46,3\%$), мезобазальтовые ($b' = 25,6$), высоконатриевые ($n = 77,6$), низкощелочные ($a = 7,8$ при $b' = 25,6$), низкоглиноземистые ($Al_2O_3 = 14,91\%$) и весьма низкотитанистые ($TiO_2 = 0,49\%$).

Преобладание магниевых уклонов отмечается во всех базальтоидах юрского разреза, в эффузивах, субвулканических телах, дайках и, как увидим далее, также в габброидных породах плутонических ассоциаций. Причем во всех базальтоидах дебедского и кошабердского разрезов сильно преобладают магниевые уклоны, а умеренно железистые типы появляются в верхней юре ($F = 52,6$ и $61,8$). Андезиты из лавовых брекчий кошабердской толщи также умеренно железистые ($F = 59,4\%$), как и андезиты дебедской толщи ($F = 54,1\%$).

Низкощелочные и высоконатриевые породы почти всех фаций базальтоидов—эффузивные, субвулканические и дайковые (базальты, андезиты, пикриты, диабазы и др.). По существу, в базальтоидах байоса по соотношению щелочей зафиксированы только высоконатриевые уклоны за исключением андезитов дебедской толщи ($n = 56,3$). Собственно базальты и андезито-базальты дебедской толщи низкоглиноземистые ($Al_2O_3 = 14,91$ и $16,06\%$ соответственно), но в андезитах в равной степени встречаются и низко- и высокоглиноземистые типы. В кошабердской толще также встречается высоко- и низкоглиноземистых базальтов примерно одинаковая. Отметим, что малое число андезитов из кошабердской толщи не позволяет уверенно определить уровень этого показателя.

Таким образом, ниже-среднеюрские базальтоиды низкощелочные, магниевые, высоконатриевые, лейкократовые, низкоглиноземистые и низкотитанистые. Высокоглиноземистые типы встречаются преимущественно в андезитах дебедской и базальтах из лавобрекчий кошабердской свит.

Дайки пикритов, которые встречаются внутри среднеюрской толщи, проявляют антагонизм к низкоглиноземистым базальтам байоса. Это крайне высокоглиноземистые породы ($Al_2O_3 = 11,69\%$), высокомагниевого ($F = 24,9\%$), низкощелочные ($a = 2,3$ при $b' = 46,4$), высоконатриевые ($n = 83,4$), весьма низкотитанистые. Высокоглиноземистые пикриты по остальным параметрам сходны с базальтоидами юрского возраста. По составу относятся к субмелапикритоидной группе, т. е. к наименее меланократовому классу пикритов. Фактически пикриты существенно отличаются от базальтов байосского возраста только крайней высокоглиноземистостью и относительно более сильным магниевым уклоном. Этими показателями пикриты более близки к верхнеюрским высокоглиноземистым базальтоидам шахтахтской свиты.

Диабазовые порфиры, как и пикритовые дайки, высокоглиноземистые (умеренно высокоглиноземистые, $Al_2O_3 = 18,52\%$). Диабазовые дайки, аналогично байосским базальтоидам, магниевого ($F = 48,1\%$), высоконатриевые ($n = 91,5\%$), лейкократовые ($b' = 22,3$), низкощелочные ($a = 7,3$ при $b' = 72,3$), низкотитанистые. Таким образом, пикритовые и диабазовые дайки с высокоглиноземистыми уклонами выделяются на общем низкоглиноземистом фоне базальтоидов байоса и вполне могут рассматриваться как субвулканические или дайковые фации верхнеюрской (шахтахтской) вулканогенной толщи. Подобно им они имеют высокие содержания глинозема.

Породы базальтоидной группы верхнеюрского возраста (шахтахтская толща) освещаются петрохимически хуже, ввиду отсутствия достаточного количества химических анализов из пород различного состава (в частности базальтов). На основании единичных анализов по андезитобазальтам и андезитам и по среднему составу для базальтоидов шахтахтской толщи в целом (Малхасян, 1970) отмечаются высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 18,41\%$), железистые ($F = 61,8\%$), высоконатриевые ($n = 82,1$), лейкократовые (андезитовые, $b' = 14,8$), умереннощелочные ($a = 12,3$ при $b' = 14,8$), низкотитанистые уклоны. Андезито-базальт из шахтахтской толщи характеризуется магниевым ($F = 38,6\%$), умеренно-натриевым ($n = 57,7$) и низкощелочным уклоном. Из приведенных данных видно, что верхнеюрские базальтоиды отличаются от среднеюрских несколько повышенной общей щелочностью, высоким содержанием глинозема и железа. По остальным параметрам они сходны с байосскими базальтоидами.

В киммерийском тектоно-магматическом этапе базальтоиды и риолитоиды встречаются дважды—в байосе и оксфорд-неокоме. Кислые породы Алавердского рудного района, плагиолипариты, плагиолипаритодациты, плагиолипаритовые порфиры (или т. н. кварцевые плагиопорфиры и кератофиры), липариты и альбити-

зированные липариты (альбитофиры) и др. локализируются на фоне базальтоидных пород, образуют скопления, концентрации различных эффузивных, субвулканических и дайковых тел. Пространственно-временная связь базальтоидных и риолитоидных породных групп закономерна в юрском разрезе Алавердского района. Одновозрастные базальтоидные и риолитоидные образования составляют сложные риолитоидно-базальтоидные ассоциации. Петрохимический анализ показывает, что в доплиоценовых разрезах Алавердской геосинклинали чисто базальтоидные или чисто кислые вулканические ассоциации отсутствуют. В мезо-кайнозойском разрезе рассматриваемого региона выделяются три разновозрастные риолитоидно-базальтоидные ассоциации, в которых по объему базальтоиды существенно преобладают над кислыми породами: среднеюрская (андезитовая и плагиолипаритовая формации нижнего байоса), верхнеюрская (андезито-базальтовая и липаритовая формации оксфорд-неокома) и палеогеновая (андезитовая и липаритовая формации среднего эоцена).

Время проявления кислого вулканизма и гранитоидного плутонизма соответствует, по-видимому, времени максимального подъема фронта магмообразования (Белоусов, 1982). Гомодромная часть ассоциации соответствует, по А. Ф. Белоусову, прогрессивной стадии магматического цикла, т. е. подъема фронта магмообразования в верхние горизонты.

По средним данным, кислая группа обнаруживает исключительно низкоглиноземистый уклон ($Al_2O_3=14\%$, в кварцевых плагиопорфирах 13,03, кератофирах 10,51 и альбитофирах 13,07%). Явно все риолиты низкощелочного уклона, низкоанортитовые и железистые. Среди них преобладает лейкократовый или риолитовый уклон (кератофиры и альбитофиры). Кварцевые плагиопорфиры в среднем имеют мезократовый (дацитовый) уклон ($b'=8,0$). Высоконатриевыми являются кератофиры ($n=78,3$), а кварцевые плагиопорфиры и альбитофиры имеют умереннонатриевый уклон ($n=69,2$ и $72,4$ соответственно).

По основным петрохимическим показателям породы базальтоидной и кислой группы показывают значительное сходство — низкоглиноземистые, низкощелочные, натриевые (и высоконатриевые), лейкократовые. Это находит свое выражение и в низкоанортитовом уклоне пород кислой группы. Кроме того, мезо-меланократовая часть риолитов указывает на «базитовый налет» (А. Ф. Белоусов, 1982) кислых пород, ассоциирующих с базальтоидами. Риолитовые формации не самостоятельные, а, наоборот, связаны с базальтоидами региона общностью происхождения, а именно, магмообразующих субстратов, РТ условий, флюидным режимом и т. д. (А. Ф. Белоусов, 1982).

Кислые породы региона имеют более меланократовую тен-

денцию, чем базальтоиды. Мезократовые базальты сравнительно мало встречаются в юрских толщах, а меланократовые неизвестны. В риолитах мезократовые типы составляют 37%, а более редкие меланократовые плагиолипариты—10%. Преобладание лейкократовых и значительная доля мезо-меланократовых уклонов кислых пород указывает на значительное развитие риолитоидной группы в составе риолитоидно-базальтоидных ассоциаций юрского возраста. Ее намного больше, чем фактически обнажено на современном эрозионном срезе. Обычно при очень большом перевесе базальтоидной группы над кислой—лейкократовые уклоны риолитов не проявляются четко и имеют, как правило, меланократовые тенденции (А. Ф. Белоусов, 1982).

Следующие показатели кислых пород указывают на их принадлежность к сложной риолитоидно-базальтоидной ассоциации; преобладание лейкократового уклона, умеренножелезистый и низкощелочный уклоны. По соотношению щелочей чаще в риолитах встречаются высоконатриевые уклоны (63%), чем натриевые (37%).

По общей щелочности базальтоидная группа с нижнего байоса имеет низкощелочный уклон. Преобладание низкощелочного уклона устанавливается и для риолитоидов, как байоса, так и оксфорд-неокома. Это наиболее устойчивый признак между базальтоидами и риолитоидами юрского возраста. Кроме того, существует сопряженность и между одноименными петрохимическими параметрами базальтоидов и риолитоидов—по глиноземистости (породы обеих групп преимущественно низкоглиноземистые), по соотношению натрия и калия (натриевые, причем, преобладает в обеих группах высоконатриевый уклон) и по общей меланократовости (лейкократовые). В риолитах юрского возраста значительно развиты, в отличие от базальтоидов, мезократовые и меланократовые типы. Это указывает, как было сказано, на то, что они находятся в ассоциации с базальтоидной группой. Одновременно преобладание риолитов с лейкократовым уклоном указывает на значительные объемы пород этой группы в юрских, в частности, среднеюрской риолитоидно-базальтоидной ассоциации. В базальтоидах юрских почти отсутствуют мезократовые и нет меланократовых типов.

Таким образом, отмечается очень ясно сопряженность между базальтоидами и риолитоидами юрских сложных ассоциаций по общей щелочности (низкощелочные), соотношению натрия и калия (натриевые), уровню глинозема (низкоглиноземистые) и общей меланократовости (лейкократовые).

Стратиграфическая смена составов пород внутри толщ изучена относительно плохо. Об этом свидетельствуют противоречивые мнения о позиции, в частности, кислых пород в разрезах

юрских толщ региона. Отсутствуют четкие данные также об изменении количественных соотношений базальтоидных и риолитоидных пород снизу вверх в каждой риолитоидно-базальтоидной ассоциации.

Кислые породы чаще появляются в средней и верхней частях среднеюрских и верхнеюрских вулканогенных толщ. Эффузивные фации кислого состава залегают, в основном, в верхней половине толщ или на самом конце разреза (как представлено на геологической карте района). Можно уверенно сказать, что главная масса кислых пород находится в верхней части, а главная масса базальтоидов—в нижней части разреза вулканического цикла или ритма. Это справедливо, когда дебедская и кошабердская толщи рассматриваются в составе единого ритма. Однако по имеющимся данным этого нельзя уверенно сказать о дебедской и кошабердской толщах, когда они рассматриваются отдельно, как продукты разных вулканических ритмов. Не исключено, что внутри каждой из этих толщ нижебайосского возраста существует стратиграфическая смена составов с преимущественным развитием относительно кислых пород в верхних частях. На приведенной несколько схематизированной карте кислые эффузивы расположены на одном горизонте в конце нижебайосского разреза, выше базальтоидов кошабердской толщи. Породы плагиолипаритовой формации района Ахталского месторождения появляются после формирования кошабердского стратовулкана. С кислыми породами во времени и пространстве ассоциирует значительная часть рудных месторождений района. Поэтому однозначное решение этого вопроса (т. е. позиции кислых вулканитов) имеет важное металлогеническое значение.

Во всяком случае, никем не установлено переслаивание кислых эффузивных изверженных пород с базальтоидами внутри среднеюрских, верхнеюрских, а также палеогеновых толщ, вдоль всего разреза. Но существует, несомненно, некоторая тенденция проявления продуктов кислого вулканизма в верхних частях разрезов (эффузивы и субвулканные тела) байоса, оксфорд-неокома и среднего эоцена. Такой характер проявления кислого вулканизма, по представлениям А. Ф. Белоусова (1976), удовлетворительно объясняется вертикальной миграцией фронтов магмообразования в магматическом цикле.

Приведенные данные показывают, что направленная смена внутри породных групп от начала извержения к концу ясно видна по меланократовости и общей щелочности. Изменения по другим параметрам незначительны или противоречивы. Петрохимические данные позволяют установить гомодромное направление смены составов внутри отдельных породных групп в юрское время, от нижнего байоса до оксфорд-неокома. Увеличение кислых пород

в конце юрского вулканизма сопровождается понижением меланократовости базальтоидов. Таким образом, кислые вулканиды являются результатом гомодромной эволюции юрских вулканических циклов (ритмов) и в целом для всего юрского вулканического мегацикла (мегаритма).

По составу и петрохимическим особенностям вулканических ассоциаций вопросы геотектонической обстановки их формирования однозначно не решаются, однако, наряду с прямыми геологическими данными они являются очень ценными при определении этой обстановки.

Так, риолитоидно-базальтоидные ассоциации Алавердского региона являются обычными в геосинклинальных, орогенных областях, кайнозойских внутренних и окраинных морях. Они редко встречаются также в платформенном чехле и океанических областях (А. Ф. Белоусов, 1982). Однако анализ петрохимических показателей позволяет намного ограничить области распространения конкретной вулканической ассоциации и более ясно определить обстановку ее формирования. Так, в океанических областях сильно преобладают меланократовые (меланеобазальтовые) типы базальтоидов, здесь лейкобазальтоидные уклоны редки, а андезитовые типы отсутствуют, сильно развиты высокотитанистые уклоны. Максимальное развитие имеют чисто базальтоидные ассоциации и очень слабое развитие имеют кислые породы. Юрские базальтоиды Алавердского региона лейкобазальтоидными, андезитовыми уклонами, а также низкими содержаниями титана (умеренно- и весьма низкотитанистые) резко отличаются от океанических базальтоидов (и базальтоидов платформенного чехла). Вулканические породы риолитоидно-базальтоидной ассоциации рассматриваемого региона отличаются по петрохимическим показателям от аналогичных ассоциаций, которые весьма распространены и в орогенах. В орогенных ассоциациях резко доминируют железистые базальтоиды с повышенной калиевостью (высоконатриевые ассоциации резко подчинены) и экстремально повышенным уровнем глинозема (А. Ф. Белоусов, 1982). Таким образом, юрские вулканиды с магниевым, высоконатриевым и низкоглиноземистыми уклонами существенно отличаются также от орогенных.

Как видно, петрохимические данные позволяют намного ограничить области распространения изучаемых конкретных вулканических формаций. Юрские риолитоидно-базальтоидные ассоциации Алавердского рудного района со свойственным им набором петрохимических показателей (доминируют лейкобазальтоидный, умеренномагниевый, высоконатриевый, низкощелочный и низкотитанистый уклоны) ничего общего не имеют ни с океаническими, ни с орогенными областями, наоборот, это типичные образования

геосинклинальных областей. Они близки также к кайнозойским вулканогенным комплексам зон поднятия внутренних и окраинных морей.

Интенсивное развитие кислых вулканических пород в юре — важный аргумент в пользу наличия развитой земной коры в это время. Господствующая роль лейкобазальтоидов связана с высоким положением фронта магмообразования в юре и перемещения его из мантии — в низы земной коры. На это указывают мощные извержения кислых вулканов и формирование плутонов существенно гранитоидного состава в верхней юре-нижнем мелу.

Вулканические образования палеогена, как и мезозойские, представлены сложной ассоциацией базальтоидных пород с кислой группой пород. Риолитоидно-базальтоидная ассоциация пород распространена вдоль границы Алаверди-Кафанской зоны со складчатой зоной Армянской ССР.

Палеогеновые базальтоиды имеют мезобазальтовый ($b' = 27,2$), низкощелочный ($a = 5-6$ при $b' = 27,2$), натриевый ($n = 72,7$) уклон, они явно низкоглиноземистые ($Al_2O_3 = 15,03\%$), низкотитанистые ($TiO_2 = 0,62$) и магниевые ($F = 40,1\%$) отличаются повышенным уровнем кремнезема (Q всего — $0,2$, таблица 8).

Базальтоиды лалварской толщи почти по всем главным петрохимическим показателям близки (или сходны) с базальтоидами дебедской толщи байосского возраста. Отличия несущественны — эоценовые базальты относительно более меланократовые ($b' = 27,2$, против $25,6$), менее натриевые ($n = 72,7$, против $77,8$), более магниевые ($F = 40,1$, против $64,3\%$). Уровень кремнезема выше как в юрских, так и палеогеновых базальтах ($Q = 2,2$ и $0,2$, соответственно). По набору петрохимических показателей базальты палеогена, как и средней юры, больше всего близки к базальтам геосинклинальных областей, а также базальтам, распространенным в современных внутренних и окраинных морях (в зонах поднятия).

Риолиты низкоглиноземистые ($Al_2O_3 = 13,98\%$), лейкократовые ($b' = 3,6$), высоконатриевые ($n = 78,3$), субщелочные (умереннощелочные, $a = 14,3$ при $b' = 3,6$), железистые ($F = 65,9\%$), крайне низкоанортитовые. Отмечается прямая сопряженность лишь по соотношению натрия и калия между ассоциирующихся риолитов и базальтоидных пород. Кислые породы более щелочные (умереннощелочные), чем базальтоиды (низкощелочные).

Риолиты большей частью высокоглиноземистые (из 7 химических анализов в 3 отмечается низкоглиноземистый уклон), хотя, по вычисленным средним параметрам, формально низкоглиноземистые ($Al_2O_3 = 13,98\%$, т. е. ниже $14,0\%$). Риолиты проявляют, в отличие от базальтов, сильно лейкократовый уклон (в 5 из 7 случаев). Анализ базальтоидов и риолитоидов палеогена

указывает на отсутствие сопряженности между одноименными петрохимическими параметрами (кроме натриевого уклона).

Интересно отметить, что базальты палеогена по петрохимическим признакам сходны с базальтами геосинклинальных областей, а не с орогенными. Для последних характерны аномально повышенный уровень лейкократовости, повышенная железистость, повышенный уровень калия (т. е. высоконатриевые уклоны исчезают) и глинозема (типичные высокоглиноземистые разновидности). Мезобазальтовый, низкоглиноземистый, магниевый и низкотитанистый уклоны являются т. н. сквозными для байосских, среднеэоценовых и верхнеплиоцен-антропогеновых базальтов. Наиболее щелочными (умеренно щелочными) и более титанистыми являются базальтоиды верхнего плиоцена-антропогена. Кроме того, они больше всего недосыщены кремнеземом. Долериты по набору основных петрохимических параметров отличаются от базальтов не только геосинклинальных и орогенных, но океанических и платформенных (базальтов чехла) областей.

Согласно И. Г. Магакьяну (1966) и др. месторождения колчеданных рудных формаций формируются в конце среднеюрского цикла вулканизма, вслед за внедрением субвулканических образований преимущественно кислого состава*.

Для наиболее крупных и промышленно-ценных колчеданных месторождений (Алаверди-Шамлуг-Ахтала) устанавливается тесная приуроченность к вулканогенной толще байоса. Г. А. Казарян (1962), Н. М. Чернышов (1962), Г. Г. Мирзоян (1975), А. С. Остроумова (1980), в отличие от представления о формировании байосской толщи в результате единого этапа вулканизма и осадконакопления, ^{развивают} точку зрения о направленном развитии образований каждой из байосских вулканогенно-осадочных свит в процессе проявления самостоятельных стадий вулканизма. При этом на основании анализа накопленного большого фактического материала подчеркивается наличие перерыва между второй (кошабердская свита) и третьей (шамлугская свита) стадиями байосского вулканизма, которые хотя и отличаются друг от друга характером излияния (трещинный—для дебедской, центральный—для кошабердской), тем не менее обладают единым гомодромным характером эволюции и завершаются кислыми субвулкани-

* С. И. Баласаян (1968), Г. А. Казарян (1971) и др. считают, что оруденение следует за формированием интрузивных пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса. Б. С. Вартапетян, С. С. Мкртчян и др. указанные интрузивы относят к третичному времени и соответственно, оруденению приписывают третичный возраст. По Р. Л. Мелковяну (1970), оруденение пространственно и во времени сближено с самостоятельными малыми интрузиями основного и кислого составов.

ческими телами. Причем прослеживается гомодромное направление изменения состава как внутри ассоциаций, так и в юрском разрезе в целом. Так, в базальтоидах прослеживается эволюция в лейкократовом направлении (уменьшение меланократовости), увеличение общей железистости, общей щелочности и роли калия (слабо). Отмечаются также изменения внутри риолитов от байоса к верхней юре—повышение лейкократовости, общей щелочности и роли калия. В верхней юре присутствуют только кислые породы с риолитовым уклоном, в то время как в нижнем байосе риолиты почти всегда меланократовые (с дацитовым и ацидлатитовым уклоном). Кроме того, отмечается усиление роли кислых вулканитов в верхней юре. Кислые эффузивы и субвулканические породы проявляются всегда в конце цикла гомодромной эволюции базальтоидов, но риолиты не являются конечными дифференциатами базальтоидной магмы. Кислые и базитовые породы юрских риолитоидно-базальтоидных ассоциаций обнаруживают ряд общих петрохимических признаков. Это, по-видимому, провинциальные признаки, которые обусловлены составом субстрата, где генерируются магмы при перемещении фронта магмообразования в верхние горизонты верхней мантии и низы земной коры. Установлена сопряженность одноименных параметров разных породных групп юрского разреза. Базальтоиды и риолитоиды Алавердского рудного района лейкократовые, преимущественно умеренно-магниево- и низкоглиноземистые, низкощелочные и натриевые (причем чаще имеют высоконатриевые уклоны). По Э. М. Налбандяну (1968), каждой фазе (стадии) вулканизма соответствуют специфические минеральные ассоциации поствулканического метасоматоза.

*Последовательность формирования вулканических формаций
Алавердской вулканотектонической структуры
и их рудоносность*

Пространственное размещение месторождений вулканогенно-гидротермальных рудных формаций показывает, что их подавляющее большинство приурочено к центрам вулканической активности, проявляя определенную пространственную связь с определенными типами и составами пород. В этом отношении металлогения вулканогенных комплексов рассматриваемого рудного узла и прилегающих территорий Алавердского рудного района имеет много общего с металлогенией долгоживущих вулканогенно-рудных центров. Некоторые из этих признаков, отражающие объективные закономерности проявления вулканогенных месторождений, могут использоваться при прогнозе оруденения. В част-

ности, учитывая, что в общей истории эволюции Алавердской вулканогенно-тектонической структуры выделяются четыре фазы, каждая из которых характеризуется не только типом вулканических аппаратов, но и серией пород (петрографической, петрохимической), они составляют ритмы, отличающиеся степенью дифференциации, ролью TiO_2 , щелочей.

Магматические породы первых двух фаз рассматриваются как непрерывная базальт-андезит-риолитовая формация с отчетливо проявленным гомодромным развитием. Третья фаза является незаконченной (отсутствуют кислые разновидности), представлена андезит-базальтовой формацией с максимально высокой натриевой щелочностью (шахтахтская толща) и проявляет некоторые черты антидромности. Четвертая фаза представлена формацией натриевых базальтов-риолитов, конвергирующей с формацией калиевых базальто-трахитов. В образовании месторождений вулканогенных рудных формации, по А. С. Остроумовой (1980), решающая роль принадлежит базальт-андезит-риолитовой формации. При этом подчеркивается тесная пространственно-временная связь колчеданного оруденения с кислыми дифференциатами этой формации. Таким образом, несмотря на дискуссионность многих решений, касающихся тектоно-магматического развития района, указанным исследователем также принимается перманентность развития рудообразовательного процесса, которая подтверждается результатами изучения галечного материала обломочных толщ. Факт наличия гальки оруденелых пород в конгломератах юрского возраста впервые описан С. В. Казаряном (1969). В конгломератах основания кошабердской толщи на западном фланге Ахталского месторождения им отмечается наличие обломков пиритизированных вторичных кварцитов. В этих же конгломератах на этом же месте Г. Г. Мирзояном (1975) обнаружены многочисленные гальки интрузивных гидротермально измененных (эпидотизированных, серицитизированных, окварцованных) пород, аналогичных рудовмещающим породам Ахталского месторождения, содержащих вкрапленную минерализацию пирита, реже халькопирита. Гальки оруденелых пород были описаны также В. Б. Сейраняном (1970) в породах кошабердской свиты. В конгломератах нижней части разреза верхнебайосской туфоосадочной толщи (алавердская свита), в двух км к юго-западу от г. Каракетук, Г. Г. Мирзояном (1975) собраны гальки хлоритизированных, серицитизированных, окварцованных липарито-дацитов с прожилками и вкрапленностью пирита и халькопирита. С этими гальками ассоциируют обломки липарито-дацитов-рудовмещающих пород Шамлугского месторождения. Все изложенное дало основание в истории байосского вулканизма вы-

делить не менее трех стадий, каждая из которых сопровождалась процессами рудной минерализации. При этом, учитывая приуроченность Ахталского барито-полиметаллического месторождения к продуктам дебедской свиты, Алавердского медноколчеданного—к кошабердской и Шамлугского—к шамлугской, Г. Г. Мирзоян (1975) заключает, что они соответственно связаны с первой, второй и третьей стадиями байосского вулканизма.

Рассматривая вышеизложенное с точки зрения магматического контроля оруденения можно заключить, что кислые дифференциаты юрско-нижнемелового магматизма на территории рассматриваемого рудного района, независимо от их относительного возраста и стратиграфического положения, формы проявления (субвулканические тела, дайки, силлы, покровы, а для плутоногенного оруденения—интрузии и их дайковые тела), могут служить в качестве важного критерия для прогноза оруденения. Исходя из этого, на представленной прогнозно-металлогенической карте рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей Алавердского рудного района проявления отмеченных пород рассмотрены в качестве важнейшего критерия для определения перспективных в отношении эндогенного оруденения площадей.

1. 1. 4. **Метаморфические и метасоматические изменения пород как поисково-прогнозные критерии рудоносности**

На предлагаемой прогнозно-металлогенической карте метасоматические и метаморфические образования рудного района подразделены на: регионально метаморфические, контактово-метаморфические (контактовые роговики), контактово-метасоматические (известковые скарны и высокотемпературные кварциты), низкотемпературные околорудные метасоматические типы, которые в свою очередь подразделяются на формации и фации, характеризующиеся определенными минеральными парагенезисами.

Контактово-метаморфические и контактово-метасоматические образования

Вблизи плутонических интрузивных тел, как габброидного, так и гранитоидного состава, под воздействием температурного поля, вызванного внедрением магмы во вмещающие вулканогенные и терригенно-карбонатные толщи, образовались роговики, скарны и кварциты различных температурных фаций.

В литературе по геологическому строению, магматическим, осадочным и рудным формациям Алавердского рудного района очень мало исследований по контактово-метаморфическим и контактово-метасоматическим образованиям. Специальные исследования контактово-метаморфических и метасоматических образований кроме андалузитовых кварцитов Кондохского месторождения (И. П. Ратман, 1967) отсутствуют.

Имеющиеся данные указывают на развитие роговиков и скарнов различных температурных фаций в контактовых ореолах интрузивов региона. Наиболее высокотемпературные фации роговиков известны на контакте Кохбского и частью Банушского массивов. Слабее всего роговики развиты в ореоле Ахпатского массива, здесь изменения, выявленные тепловым потоком интрузива, были незначительными. В контактовом ореоле остальных интрузивов верхнеюрско-нижнемелового и палеогенового возраста проявлены все фации роговиков: пироксеновая (или калишпат-кордиеритовая), роговообманковая и альбит-эпидотовая (или мусковитовая).

Прогрессивный контактовый метасоматизм вулканогенно-осадочных пород рассматриваемого рудного узла и прилегающих территорий описан в работах Г. А. Казаряна и С. М. Баласаняна (1966) и Г. А. Казаряна (1971). Анализ данных, приведенных этими авторами, показывает, что в контакте Кохбского массива, в юрских-неокомских вулканогенных и терригенных толщах, развиты следующие три термальные ступени метаморфизма.

1. Фация альбит-эпидотовых роговиков (наиболее удалена от контакта от 200—300 м до 2—3 км), с вмещающими вулканическими породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, образует постепенные переходы. Основная масса ороговикованных пород сложена ксенобластовым агрегатом хлорита, эпидота, кварца и альбита, порфиновые структуры исходных пород сохранены.

2. Фация роговообманковых роговиков проявляется по мере приближения к контакту (от 20—30 до 50—100 м). Основная масса состоит из роговой обманки, плагиоклаза, кварца, хлорита (реликтового), небольшого количества биотита, сфена, апатита и пирита. Порфиновые структуры исходных пород вблизи контактовой линии почти полностью уничтожены. Структура породы микрогранобластовая, на этом фоне выделяются гломеробластовые скопления неправильных зерен зеленой роговой обманки, которые макроскопически выглядят как крупные порфиробласты.

3. Фация пироксеновых роговиков встречена на южном и юго-восточном контактах интрузии. Состоит из основного плагиоклаза и пироксена (преимущественно клинопироксен—диопсид). По данным В. Г. Грушевого, в роговиках этой фации встречается

и ромбический пироксен. В участках развития фации кварцевых диоритов в интервале до нескольких метров от непосредственного контакта, кроме диопсида, образуется также и ромбический пироксен (гиперстен). Эта наиболее высокотемпературная фация роговиков, встречающаяся в виде прерывистых полос, гнезд и реликтов в результате медленного снижения температуры, местами почти полностью замещается роговиками второй фации.

В контактовом ореоле Банушского и Лалварского интрузивов выделяют плагиоклаз-роговообманковые, пироксен-скаполитовые и плагиоклазовые роговики (Казарян, Баласанян, 1966).

1. Плагиоклаз-роговообманковые роговики в виде непрерывной зоны окружают Лалварский и Банушский массивы. Обнажаются они в верховьях р. Бардадзор и у западной окраины одноименного села. В роговиках содержатся андезин, обыкновенная роговая обманка, магнетит и апатит. Это темно-серые, мелкозернистые с порфиробластовой структурой породы, роговиковой структурой основной массы.

2. Пироксен-скаполитовые роговики развиты в непосредственном контакте Банушского интрузива, обнажаются они северо-западнее с. Бардадзор (Казарян, Баласанян, 1966). Это темно-серые мелкозернистые породы, состоят из диопсида (57%) и скаполита (42%), с небольшой примесью магнетита (1%). Структура роговиковая, гетеробластовая. Пироксен представлен ксенобластовыми изометрическими и короткопризматическими кристаллами, образует микрогранобластовые скопления в ассоциации со скаполитом. Последний образует агрегатные и гомоосевые псевдоморфозы по кристаллам плагиоклаза. Точные данные о составе скаполита и плагиоклазов отсутствуют. Более того, пироксен-скаполитовые породы не охвачены площадной съемкой, не изучены разрезами, поэтому трудно или почти невозможно судить о строении и границах этих метаморфических пород. Если учесть, что скаполит в роговиках встречается исключительно редко, а пироксен-скаполитовые породы характерны для внешних зон известковых скарнов (повышенной щелочной фации) и парагенезис пироксена со скаполитом является индикатором этой фации скарнов, можно заключить, что мощные зоны мезозойских карбонатных пород, обнажающихся у с. Бардадзор, являются околоскарновыми образованиями, а не роговиками.

3. Плагиоклазовые роговики известны в непосредственном контакте Банушского массива. Состоят преимущественно из плагиоклаза (92%), в небольшом количестве присутствует также кварц (3%), карбонат (3%), лимонит (2%).

Плагиоклазовые роговики, по-видимому, следует отнести к фации роговообманковых роговиков.

На северо-восточной и восточной части контактового ореола Банушского интрузива встречаются маломощные зоны мраморов и мраморизованных известняков, которые образуются по сенонским карбонатным породам и состоят из кальцита с примесью небольшого количества кварца и хлорита. Вулканические породы в приконтактной зоне отмеченного интрузива обычно биотитизированы и пиритизированы. В непосредственном контакте в роговиках встречаются кварц и калишпат.

Воздействие Ахпатского плагиигранитного интрузива на вмещающие вулканические породы среднеюрского возраста выражено очень слабо (Г. А. Казарян, 1971). Ширина ореола составляет около 20—30 м. Только в непосредственном контакте (на расстоянии первых метров или десятков сантиметров) появляются настоящие роговики роговообманковой фации с гранобластовыми структурами. На расстоянии нескольких метров они переходят в различной степени пропицитизированные или регионально метаморфизованные вулканы базальтоидного состава дебедской толщи. Роговики на контакте обычно сильно пропицитизированы и превращены в плагиоклаз-кварц-хлорит-карбонатные породы. Содержание плагиоклаза—45%, кварца—24%, хлорита—15%, карбоната—16%. Основная масса роговиков состоит из андезина, зеленой роговой обманки с примесью пирита и магнетита. Структура микрогранобластовая, гетеробластовая. На этом фоне выделяются порфиробласты роговой обманки. Это, в основном, агрегатные и частью гомоосевые псевдоморфозы роговой обманки по авгитам исходных андезитов.

Контакты Ахпатского плагиигранитного интрузива отличаются не только наименее узкими ореолами метаморфических пород, но и наименее низкотемпературными парагенезисами минералов. У контактной линии развит хлорит в ассоциации с альбитом и устойчивыми местами на расстоянии 1—2 м от контактной линии интрузива. Другими словами, в ореоле Ахпатского интрузива развита альбит-эпидотовая субфация пропицитов (или фация зеленых сланцев). Термальный градиент, вызванный внедрением интрузива, по-видимому, не превышал региональный градиент данного ореола в средней юре.

Мощная зона массивных пиритизированных роговиков развита в ореоле Цахкашатского гранитоидного интрузива. Наибольшая ширина роговиков отмечается на его северо-западном контакте. Интенсивно проявлены и процессы железо-магnezияльного метасоматоза по роговикам, которые выражаются в амфиболлизации их и образовании пород типа горнблендитов. Аналогичные явления отмечены и среди роговиков Кохбского массива. Роговики окварцованы и биотитизированы. Все же пирометаморфи-

ческие породы в контакте Цахкашатского интрузива с типично-роговиковыми, мозаичными структурами редки.

Таким образом, в контактовых ореолах рассматриваемых гранитоидных интрузивов наиболее широкое развитие имеют минеральные ассоциации, характерные для роговиков роговообманковой фации. Роговики четко выделяются только начиная с появления зеленой роговой обманки и исчезновения хлорита. Это уже внутренняя зона, которая наиболее характерна и развита в непосредственном контакте всех интрузивов среднеюрского Ахпатского, верхнеюрско-неокомского Кохбского, Цахкашатского и эоценовых Лалварского и Банушского. Кроме того, на непосредственном контакте Кохбского и Банушского интрузивов сохранились реликтовые фации с клинопироксеном и ромбическим пироксеном, которые свидетельствуют о проявлении здесь более высокотемпературных процессов метаморфизма.

Общая последовательность образования минералов в роговиках из контактовых ореолов существенно гранитоидных интрузивов Алавердского рудного района следующая: хлорит, эпидот, роговая обманка, диопсид, гиперстен. Этот ряд минералов развивается по мере возрастания температуры и давления при переходе от внешних к внутренним фациям контактового ореола. Смена зон или фаций с хлоритом, роговой обманкой и пироксеном наиболее четко устанавливается в контактовых ореолах Кохбского и Банушского интрузивов.

Известковые скарны образуются на контакте юрских, меловых и палеогеновых гранитоидных интрузивов и известняков, которые также относятся к различным возрастным группам. Образуются скарны также в зоне высокотемпературного ореола на расстоянии нескольких км от контактовой линии крупных интрузивов по контактам вулканических пород базальтоидного состава и карбонатных пород. С наложением более поздних гидротермальных процессов скарны подвергаются кварцево-полевшпатовой метасоматозу, пропилитизации или березитизации. На последние наложены продукты более поздних рудообразующих процессов месторождений Кохб, Цакери-дош, Мисхана, Карцах, Вартигюх, Байрам-Талла, Сот, Сарнахпюр, Джангарлу, Ахниздор и др.

Скарновые месторождения образовались в контактовом ореоле крупного Кохбского оксфорд-неокомского гранитоидного интрузива, часто на непосредственном контакте с известняками и известковистыми вулканотерригенными отложениями, или на контакте карбонатных пород с вулканитами базальтоидного состава. Кохбское, Вартигюхское, Байрам-Талинское месторождения размещены на северо-восточном контакте интрузива, Мисханское, Боверское, Геогдагское—на восточном и юго-восточном, Карцахское—на юго-западном ореоле, а Бовери-гашское—в присводо-

вой—сводовой части массива. Скарновые месторождения и проявления известны также за пределами ореола интрузива (Шлоркутское проявление на расстоянии 3,5 км от контакта Кохбского интрузива) или в районе развития небольших штоков гранитоидного состава (верхнее течение р. Марц, в районе сс. Ахнидзор, Джангарлу, Сарнахпур, Сот и др.).

Отсутствие данных об околоскарновых породах и парагенезисах минералов скарнов Кохбского интрузива затрудняет определение температурных фаций скарнов и тип щелочности. Но, основываясь на имеющихся данных (Г. А. Казарян, С. И. Баласанян, 1966, Г. А. Казарян, 1971 и др.) о минеральном составе и геологических условиях, можно в общих чертах охарактеризовать условия формирования скарнов. Критический анализ этих данных позволяет сделать заключение о существовании пироксен-гранитовой или, точнее, более низкотемпературной безволластонитовой субфации скарнов, а также об интенсивном развитии низкотемпературных гранат-эпидотовой (450—500°C) или пироксен-эпидотовой (400—450°C) фаций. Значительное развитие в ассоциациях скарновых минералов эпидота, хлорита, серицита, кварца и рудных минералов, в частности гематита, магнетита, пирита, халькопирита, свидетельствует о большой роли послескарновых процессов, в результате которых гранат и пироксен замещаются магнетитом и роговой обманкой соответственно. Часто по относительно крупным идиобластовым кристаллам гранатов образуются агрегатные псевдоморфозы из эпидота, хлорита, кварца и кальцита. При этом контуры и реликты гранатов хорошо сохраняются и четко устанавливаются при микроскопических исследованиях (Г. А. Казарян, С. И. Баласанян, 1966).

Скарновые образования контактового ореола Кохбского интрузива представлены гранат-эпидот-амфиболитовыми, гранат-магнетит-эпидотовыми, гранат-гематит-эпидотовыми породами, а также кварц-эпидот-кальцитовыми и эпидот-кальцитовыми породами (Г. А. Казарян, С. И. Баласанян, 1966). Во всех этих ассоциациях из рудных минералов присутствуют магнетит и гематит, нередко пирит, халькопирит, которые образуются в позднюю гидротермальную стадию. Об этом свидетельствуют широко развитые процессы замещения роговой обманки и других минералов скарнового этапа магнетитом и другими рудными минералами. В составе рудных скарнов значительное развитие имеет также эпидот, который образует гнезда, залежи, жилы, линзы на контакте вулканитов базальтоидного состава и известняков. Таким образом, формирование месторождений скарновых рудных формаций происходит в два этапа: 1) в ранний, собственно скарновый этап образуется пироксен-гранатовая фация (безволластонитовой субфации) с редкой минерализацией магнетита и гематита, 2) в

поздний гидротермальный этап происходит оруденение скарнов, образуются массивные и вкрапленные руды, сложенные магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом, хлоритом, эпидотом, кварцем и др. минералами.

Совмещение процессов образования скарнов (нерудного процесса) и оруденения скарнов не является случайным явлением или только следствием пространственного совмещения. Это, по-видимому, отражает более глубокие генетические связи скарнообразования и оруденения, т. е. это представляет различные этапы единого контактово-метасоматическо-гидротермального процесса в ореолах плутонических интрузивов, протекающего в широком температурном диапазоне, от 800° и выше до 400°C (В. А. Жариков, 1966, В. В. Ревардатто 1970) и ниже.

Скарновые зоны изменены последующими процессами. Они пропилитизированы и гидротермально изменены на постскарновом этапе. Поэтому список минералов в скарновых породах очень большой—кроме граната, пироксена, эпидота, роговой обманки, магнетита, гематита, кварца, хлорита и др. широко развиты минералы низкотемпературных стадий гидротермального процесса. Гранат часто анизотропный, глиноземистые гранаты (гроссуляры) неустойчивы в низкотемпературных ступенях формирования скарнов, андрациты более устойчивы, они сохраняются при низкотемпературных послескарновых ступенях, в эпидозитах и т. д. Этим объясняются часто наблюдаемые ассоциации андрацита с эпидотом и роговой обманкой в Кохбских и других скарновых зонах района.

В литературе по Алавердскому рудному району иногда отрицается скарновый тип оруденения для Кохбской и Марцской групп железорудных месторождений. Эти выводы основаны на ошибочном представлении об отсутствии гранатов и пироксенов в парагенезисах скарновых образований, интенсивном проявлении низкотемпературных фаций скарнов (гранат-эпидотовой и пироксен-эпидотовой), эпискарновых процессов и гидротермальных изменений. Низкотемпературные образования скарнов и эпискарновые процессы в большинстве случаев почти полностью уничтожили минеральные ассоциации высокотемпературных скарнов пироксен-гранатовой фации (возможно безволластонитовой субфации, наиболее низкотемпературной ее части). Вследствие этого создается, при поверхностных исследованиях, ложное представление об отсутствии процессов истинного скарнообразования в контактовом ореоле Кохбского интрузива.

Но, как было показано выше, парагенезисы пироксен-гранатовой фации здесь имеют сравнительно широкое развитие и многие железорудные месторождения и ряд проявлений меди лока-

лизованы в скарнах и, следовательно, они относятся к скарновой генетической группе.

Выявление скарнов, благоприятных для локализации оруденения, имеет важное значение при прогнозно-металлогенических исследованиях.

Андалузит-силлиманитовые кварциты относятся к числу наиболее интересных по минеральному составу контактово-метасоматических образований. Краткая характеристика минерального состава и строения андалузит-силлиманитовых кварцитов приведена по данным И. П. Ратман (1967) и личных исследований авторов.

Формирование их рассматривается в связи с внедрением Кохбского интрузива и процессов контактового метасоматоза с породами терригенной толщи, богатой глиноземом и вулканитами кислого состава. Они обнажаются в районе г. Кондох, в северо-восточной части Кохбского интрузива. Вмещающие породы представлены терригенными образованиями батского возраста. Вдоль восточного и северо-восточного контакта интрузива развиты различные песчаники и аргиллиты, пронизанные многочисленными выходами субвулканических тел кислого (кварцевые порфиры) и базальтоидного состава верхнеюрского возраста. Кварциты развиты, главным образом, в эндоконтактной части интрузива кварцевых диоритов, гранодиоритов. Но они сгруппированы на площади развития вмещающих терригенных и вулканических пород кровли.

От внешних зон (вмещающих пород) к внутренним (интрузиву) устанавливается следующая метасоматическая зональность; плагиоклаз+кварц+биотит (или флогопит)+мусковит—андалузит+ортоклаз+кварц—андалузит+кварц+силлиманит.

Кварциты характеризуются полосчатой, реже массивной текстурой, структура гетеробластовая, гранобластовая, гломеробластовая, местами идиобластовая. Установлены четыре генерации андалузита: андалузит—I (бледно-розовый, слабо плеохроирует от бесцветного до розоватого) встречается во внешней зоне, ассоциирует с флогопитом, биотитом, в этой зоне отмечаются также ортоклаз, рутил и монацит, образует псевдоморфозы по флогопиту, биотиту и альбиту, замещается серицитом; андалузит—II (бесцветный, реже голубоватый) наиболее широко распространен и встречается в парагенезисе с ортоклазом, кварцем и рутилом во второй зоне, где он замещается диаспором, серицитом, каолинитом, силлиманитом; андалузит—III встречается в кварц-андалузитовых прожилках, которые пересекают метасоматиты внутренних зон; андалузит—IV (зеленого цвета) встречается спорадически во внешней зоне в ассоциации с флогопитом, мусковитом и кварцем (И. П. Ратман, 1967).

В кварцитах широко распространен силлиманит, который постоянно присутствует во внешней полевошпатовой зоне в виде игольчатых прозрачных кристаллов размером до 0,2—0,3 см в длину. Силлиманит приурочен к реликтам зерен плагиоклаза, чешуек биотита и флогопита. Но содержание силлиманита во внешней зоне менее 0,2—0,3%. В кварц-полевошпатовой зоне встречаются лишь единичные зерна андалузита, вместе с силлиманитом их содержание не превышает 1%. Интенсивное развитие силлиманита происходит во внутренней зоне, среди кварц-андалузитовых пород, где образует параллельно вытянутые, столбчатые, игольчатые кристаллы, развитые по андалузиту. Вместе с кварцем концентрируется в отдельных полосках, встречается часто в прожилках. В северо-западной части месторождения содержания силлиманита достигают 60—65%. Это по существу кварц-силлиманитовые двуминеральные породы, являются наиболее внутренней зоной, примыкающей к непосредственному контакту, хотя она пространственно не обособлена и не образует непрерывной полосы вдоль контакта. Последовательность метаморфических зон по характерным цветным минералам следующая: биотит, флогопит→андалузит→силлиманит. Эта контактово-метасоматическая зональность очень сходна по условиям формирования с андалузит-силлиманитовой серией метаморфических пород низкого давления (А. Мясиро, 1976). Не исключена возможность обнаружения в пределах Кондохского месторождения андалузит-силлиманитовых кварцитов с кордиеритом.

Переход андалузитов в силлиманит осуществляется при достижении максимальных температур, т. е. в наиболее высокотемпературной фации, которая соответствует фации калишпат-кордиеритовых роговиков. Как было показано выше, роговики этой фации имеют значительное развитие в непосредственном контакте Кохбско-го интрузива. Обращает внимание присутствие андалузита и силлиманита во внутренней зоне. В контактовом ореоле интрузива во внешних фациях формируется биотит, флогопит и серицит. Это возможно при меньших температурах во внешней зоне, соответствующей фации альбит-эпидотовых роговиков (или даже роговообманковых роговиков). Вторая зона с андалузитом, ортоклазом, кварцем и внутренняя—с андалузитом, силлиманитом соответствует фации пироксеновых роговиков. Явление замещения андалузита силлиманитом обычное в метаморфических породах андалузит-силлиманитовой серий в условиях кордиерит-амфиболитовой фации (А. Мясиро, 1976). Силлиманит при высоких степенях метаморфизма во внутренних зонах развивается по андалузиту, а во внешних зонах развивается по биотиту и флогопиту.

Постоянное присутствие силлиманита в андалузитовых кварцитах, в частности, закономерное появление его во внутренних зонах, позволяет их называть андалузит-силлиманитовыми. В литературе они известны как андалузитовые кварциты.

Андалузит-силлиманитовые кварциты Кондохского месторождения по условиям формирования сходны с серией типа Абукума (андалузит-силлиманитовой), охватывают две фации этой серии. Внешние зоны с биотитом соответствуют фации зеленых сланцев, а внутренние с андалузитом, силлиманитом и ортоклазом соответствуют кордиерит-амфиболитовой фации.

Парагенезисы андалузита или силлиманита с мусковитом или ортоклазом указывают на образование их при низких давлениях, примерно до 2 кбар давления (Г. Винклер, 1969). Это, примерно, соответствует 6—8 км при региональном метаморфизме. Но при контактовом метаморфизме условия для формирования этих ассоциаций возникают при значительно низких давлениях, на гипабиссальных глубинах, т. е. в 3—4 км.

Андалузит-силлиманитовые кварциты в равной степени можно отнести и к грейzenам на основании минерального состава: кварц, мусковит, андалузит и др. И. П. Ратман относит их к промежуточным типам пневматолитово-гидротермальных метасоматитов, между кварцитами и грейzenами.

Андалузит-дюмортьеритовые кварциты по составу не имеют аналогов среди контактово-метасоматических образований Алавердского рудного района. Они слагают крупные, массивные выходы на контакте гранитоидного Лалварского интрузива, внедрившиеся в покрове андалузитов, базальтов и кислых вулканитов. Кварциты, площадью примерно 1000 кв. метров, образуют зону восточного контакта Лалварского массива и окружены выходами липарито-дацитов. К востоку и югу они сменяются кислыми вулканитами эоценового возраста. Внутри массивных кварцитов встречаются реликты незамещенных или частично измененных вмещающих пород.

Макроскопически кварциты массивные, сахаровидные, светло-серые, белые с розовым оттенком, или темно-серые с голубоватым оттенком породы и ярко синими пятнами или порфиробластами дюмортьерита. Размеры агрегатов дюмортьерита обычно 2—4 мм в поперечнике, рассеяны они неравномерно внутри кварц-серпичитовой мелкозернистой массы. Часто образуют гломеробластовые скопления или располагаются в виде цепочек вдоль скрытых микротрещин. Дюмортьерит образует радиально-лучистые, игольчато-волокнистые, пластинчатые, сфероидальные, ветвистые агрегаты. Плеохроизм от бесцветного до ярко синего. Двупреломление

в отличие от андалузита довольно высокое. Если интерференционные цвета радиально-лучистых, шестоватых, тонкопризматических кристаллов андалузита не поднимаются выше светлосерого, то дюмортьериты показывают желтые, оранжевые, а также синие цвета второго порядка. Дюмортьерит развивается по серицитам, андалузитам или продуктам их разложения. При разложении дюмортьерит превращается в светлые слюдки.

В составе дюмортьеритовых кварцитов, кроме кварца и дюмортьерита, присутствуют серицит, андалузит, мусковит и каолинит. Содержание андалузита и дюмортьерита варьирует от единичных зерен до 8—10%. Кварц образует мелкозернистые, гранобластовые зерна размером в 0,3—0,5 мм. Тонкие листочки каолинита находятся в промежутках зерен кварца в ассоциации с гидросерицитом. Каолинит и гидросерицит образуют агрегатные псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклазов исходных пород. На фоне кварц-серицитовой мелкозернистой массы сохранены многочисленные вкрапленники кварца с эвгедральными или оплавленными гранями. Именно наличие этих вкрапленников изверженных пород позволяет уверенно установить кислый состав исходных пород.

Андалузит в кварцитах встречается в виде столбчатых, шестоватых, тонкопризматических радиально-концентрически расположенных кристаллов, а также гранобластовых мелких зерен. Бесцветный, плеохроирует едва заметно в бледно-зеленых и бледно-розовых оттенках. Под воздействием борсодержащих растворов андалузит превращается в дюмортьерит, он нередко замещается светлыми слюдками.

Учитывая значительное и постоянное присутствие в дюмортьеритовых кварцитах Лалварского месторождения андалузита, нам кажется более правильным назвать их андалузит-дюмортьеритовыми. В литературе (Э. Г. Малхасян, 1962) они известны как дюмортьеритовые кварциты.

По минеральному составу описанные контактово-метасоматические андалузит-дюмортьеритовые кварциты сходны с грейзенами, но отличаются от них по условиям своего формирования*.

* Широкое развитие в ореоле Лалварского интрузива пород базальтоидного состава создавало ошибочное представление об образовании андалузит-дюмортьеритовых кварцитов по основным породам. Но если учесть наличие в них реликтов кварца с идиоморфными и в различной степени оплавленными гранями, можно утверждать о развитии на восточном контакте этого массива именно кислых вулканитов. В этом случае становится закономерным появление здесь сходных по минеральному составу с грейзенами мощных массивов метасоматитов.

Грейзены—это продукты гидротермального изменения преимущественно гранитных пород, а рассматриваемые кварциты формируются на контакте гранитоидного интрузива по вулканическим породам кислого состава (липаритам, дацитам). Учитывая развитие андалузита вблизи непосредственного контакта интрузива и то, что при низких давлениях он стабилен в высоких температурах, можно заключить, что кварциты контактового ореола Лалварского интрузива формировались в условиях низкого давления и высоких температур, близких к условиям регионального метаморфизма, протекавшим при низких давлениях (андалузит-силлиманитовым по Миясиро).

Региональные и сколорудные гидротермальные метасоматиты и их рудоносность

Если вблизи и в пределах интрузивных тел преимущественно гранитоидного состава развиты скарны, березиты, самые различные по составу и условиям образования роговики, кварциты, то в пределах развития вулканогенных толщ, субвулканических и экструзивных образований развиты предрудные пропилиты, вторичные кварциты, аргиллизиты. В рудном районе, кроме отмеченных формаций метасоматитов, широкое развитие имеет региональная пропилитизация, на фоне которой местами развиты отмеченные выше метасоматиты и связанные с ними руды (рис. 7).

В пределах рассматриваемой территории очень широко развиты зоны слабого метасоматического изменения (так называемые эпипороды по Е. А. Плюшеву, 1972, на карте они показаны как слабоизмененные). Особенности последних заключаются в следующем: несмотря на развитие вторичных метасоматических минералов, порода, с одной стороны, сохраняет свой первичный состав, с другой—минералы новообразования в совокупности дают те же характерные парагенезисы, что и пропилиты, аргиллизиты, скарны, от которых отличаются лишь слабой интенсивностью процесса изменения (Рундквист, Павлова, 1981). Нет сомнения, что всестороннее изучение «эпипород» позволит решить вопрос возможности использования их для целей прогнозирования. Прежде чем остановиться на характеристике каждого из этих типов метасоматических изменений, отметим, что вопрос о взаимосвязи оруденения и гидротермально измененных пород является одним из важнейших при прогнозно-металлогенических исследованиях. Занимая особое место среди других геологических образований, определяемых тесной взаимосвязью с оруденением, они, в отличие от первичных геологических формаций, в своем составе и строении отражают, с одной стороны, состав и строение эдукта, с другой, состав и физико-химические особенности гидротермов. Следовательно, использование гидротермальных метасоматитов

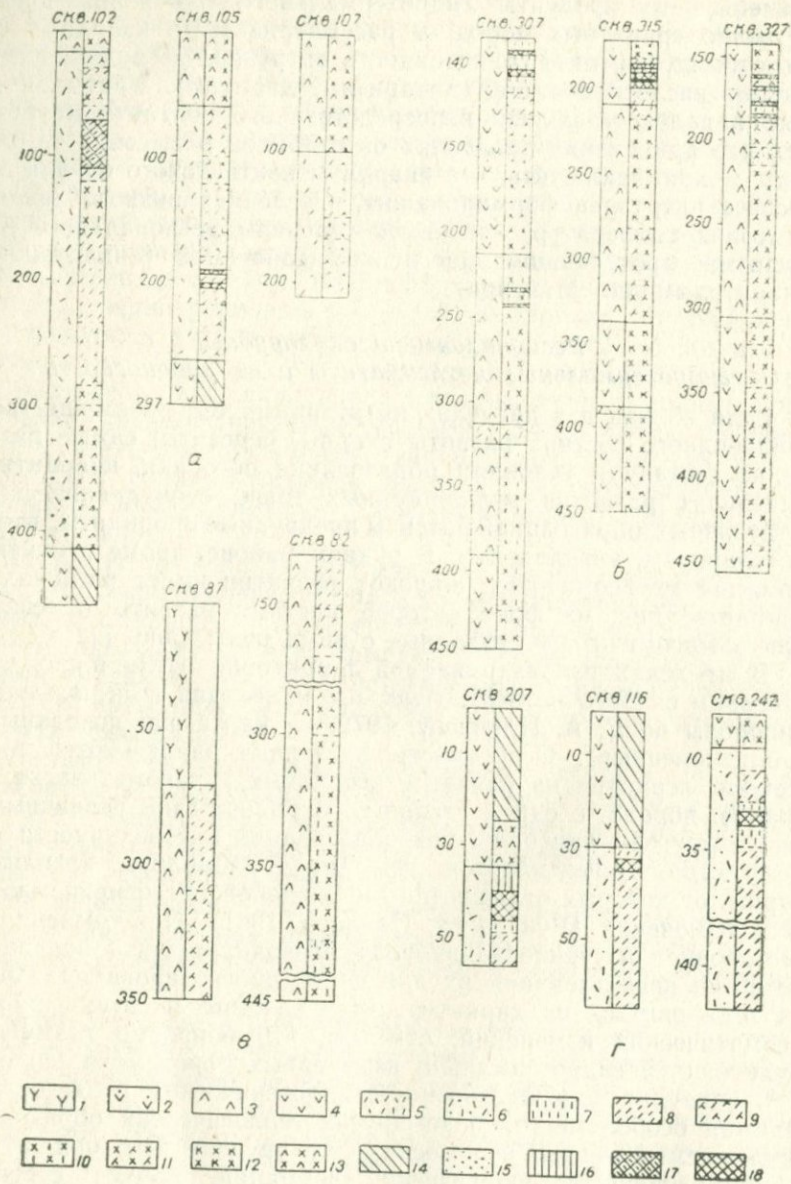


Рис. 7. Колонки буровых скважин с гидротермально измененными породами: а) Шамлузского, б) Алавердского, в) Ахталского месторождений и г) участ-
80

для целей прогнозирования в каждом конкретном случае должно основываться на особенностях состава и строения эдукта.

По вещественному составу, зональности, а также сопровождающим парагенезисам рудных минералов, т. е. по особенностям локализации оруденения, скарны относятся к группе собственно рудоносных метасоматитов. Они представлены формацией известковистых скарнов, которые объединяют пироксен-гранатовую, гранат-эпидотовую, пироксен-эпидотовую или гранат-эпидот-амфиболовую, гранат-магнетит-эпидотовую, гранат-гематит-эпидотовую, кварц-эпидот-кальцитовую, эпидот-кальцитовую фации. Местами, с наложением более поздних гидротермальных процессов, скарны подвергаются кварц-полевошпатовому метасоматозу, пропилитизации или березитизации. На них наложены продукты более поздних рудообразовательных процессов, представленных магнетитом, гематитом, пиритом, халькспиритом. Последние обычно образуют гнезда, вкрапленность, залежи, линзы, прожилки, жилы самых различных размеров и минерального состава. Подобные совмещения процессов скарнирования пород и оруденения, представляющие собой различные этапы единого контактово-метасоматическо-гидротермального процесса и вызванного глубинными генетическими особенностями этих процессов, дают основания отнести скарны к числу надежных критериев прогноза месторождений скарновых рудных формаций.

К группе собственно рудоносных метасоматитов можно отнести и дюмортьеритовые или андалузит-дюмортьеритовые кварциты восточного контакта Лалварского гранитоидного массива. В этих метасоматических образованиях содержание дюмортьерита достигает до 8—10%, нередко он образуется по андалузиту, что, по-видимому, связано с привнесением борсодержащих растворов в позднюю стадию формирования этих метасоматитов. В свете изложенного роль высокотемпературных кварцитов в отношении прогноза оруденения очевидна.

Березиты наиболее интенсивно и широко развиты в пределах Шнох-Кохбского интрузивного массива. Здесь среди кварцевых диоритов или тоналитов проявлена наиболее выщелоченная, серицит-кварцевая фация, которая местами переходит в карбонат-

ка Воскесар. 1—Шахтахтская свита, 2—Алаверди-Шамлугская свита, 3—Кочабердская свита, 4—Дебедская свита, 5—«альбитофиры», 6—кварцевые плагиопорфиры, 7—окварцованные породы, 8—серицит-кварцевая фация, 9—серицит-карбонат-кварцевая, 10—хлорит-серицит-кварцевая, 11—хлорит-карбонат-кварцевая с серицитом, 12—хлорит-карбонат-кварцевая, 13—альбит-хлорит-карбонатная с серицитом, 14—альбит-эпидот-хлоритовая порода, 15—интервалы с гипсом и ангидритом, 16—баритовая залежь, 17—медноколчеданная руда, 18—полиметаллическая руда.

серицит-кварцевую. Все они развиты в ореоле пропилитизированных пород, а в их пределах развиты медно-молибденовые руды. По особенностям локализации оруденения формация березитов относится к околорудным метасоматитам, которые сопровождают оруденение, но сами при этом не являются рудой. Они, как правило, содержат рассеянную рудную минерализацию не промышленного характера.

Региональная пропилитизация в рассматриваемом рудном узле и прилегающих частях Алавердского рудного района имеет широкое площадное развитие. Охватывает она породы основного и среднего составов, проявляясь на разных глубинах и при широком диапазоне температур, что привело к образованию различных (разнотемпературных) минеральных парагенезисов. Региональная пропилитизация является таким метасоматическим процессом, при котором большинству компонентов присуще инертное поведение, что обуславливает образование сложных по составу (многоминеральных) парагенезисов. Образование новых минералов происходит при незначительном изменении химического состава породы в результате перегруппировки компонентов, при воздействии на них, в основном, воды и углекислоты (Д. С. Коржинский, 1957).

Региональная пропилитизация наиболее широко проявлена в пределах рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала, где она охватывает почти все вулканические толщи среднеюрского возраста. Новообразованные минералы представлены магниевыми хлоритами (пеннин, клинохлор), карбонатами (кальцит, анкерит, доломит), эпидотом, альбитом, анатазом, кварцем, серицитом, пиритом. Образуют они ряд равновесных ассоциаций: актинолит-альбит-эпидотовую, альбит-эпидот-хлоритовую, альбит-карбонат-хлоритовую, пренит-цеолитовую.

Относительно высокотемпературная актинолит-альбит-эпидотовая формация наблюдается в наиболее эродированной части дебедской свиты (по обеим бортам реки Дебед, от ст. Ахпат до ст. Айрум), видимой мощностью до 100 м. Выше по разрезу по всей остальной части пород дебедской свиты наблюдается альбит-эпидот-хлоритовая фация, образование которой происходит при относительно низких температурах и давлениях по сравнению с предыдущей фацией.

Выше по разрезу в породах кошабердской свиты, в туфах андезитового и дацитового составов, в кварцевых кератофирах Шамлугского месторождения и в «агломератах» Алавердского месторождения развита альбит-карбонат-хлоритовая фация. В тех же «агломератах» и в вышележащей вулканогенно-осадочной толще шахтахтской свиты развита пренит-цеолитовая фация, ко-

торая является наиболее низкотемпературной фацией региональных пропилитов.

В субвулканических и дайковых образованиях, вскрытых в этих эффузивных толщах, в большинстве случаев проявлены соответствующие эффузиям фации изменений, за исключением той части дайковых пород, которые относятся к более поздним образованиям.

Приведенные выше данные о пространственном распространении различных фаций региональных пропилитов указывают на наличие отчетливо проявленной вертикальной зональности, которая обусловлена влиянием гидротермальных растворов, связанных с деятельностью магматических очагов среднеюрского вулканизма*. В зависимости от химического состава пород, направления движения растворов, глубины протекания процессов одни и те же фации рассматриваемых метасоматитов занимают различное положение в отношении предрудных метасоматитов. Последние вместе с различного состава рудами образуют локальные концентрации внутри региональных пропилитов. Изменения содержания элементов в различных фациях гидротермально измененных пород приведен на рис. 8.

В пределах развития вулканогенных толщ значительное развитие имеют собственно рудоносные метасоматиты, представленные главным образом предрудными пропилитами или пропилитами стадии кислотного выщелачивания. Представлены они разными минеральными фациями, которые на разных гипсометрических уровнях и участках наложены на различные фации региональных пропилитов и по своему составу соответствуют внутренним фациям пропилитов «продвинутой стадии» метасоматоза по Н. И. Наковнику (1954). Новообразованные минералы этой стадии представлены альбитом, разнообразными хлоритами, карбонатами, серицитами, кварцем и др. Наиболее характерные равновесные ассоциации представлены альбит-карбонат-хлоритной, хлорит-карбонат-кварцевой, хлорит-серицит-кварцевой (карбонат-серицит-кварцевой) и серицит-кварцевой фациями. Создают они более или менее четкую зональность, которая выражается в постепенном переходе от внешних фаций (альбит-карбонат-серицит-кварцевая и хлорит-карбонат-кварцевая) к средним (хлорит-серицит-кварцевая и др.) и далее к внутренним (серицит-кварцевая), согласуясь с интенсивностью проявления процесса выще-

* Не исключена возможность наличия в среднеюрских вулканогенных толщах продуктов изменений, являющихся результатом магматической деятельности на поздних этапах развития региона, однако их выделение затруднено рядом причин и, в частности, идентичностью минералов, образующихся при этих одновременных процессах.

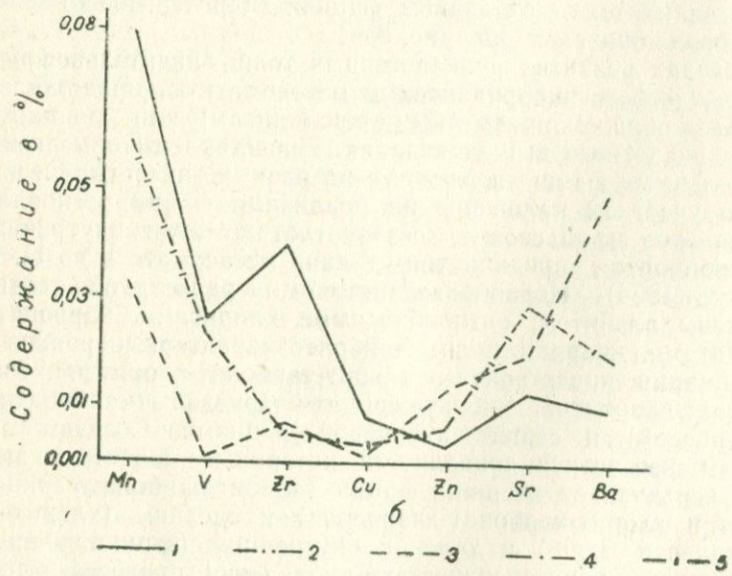
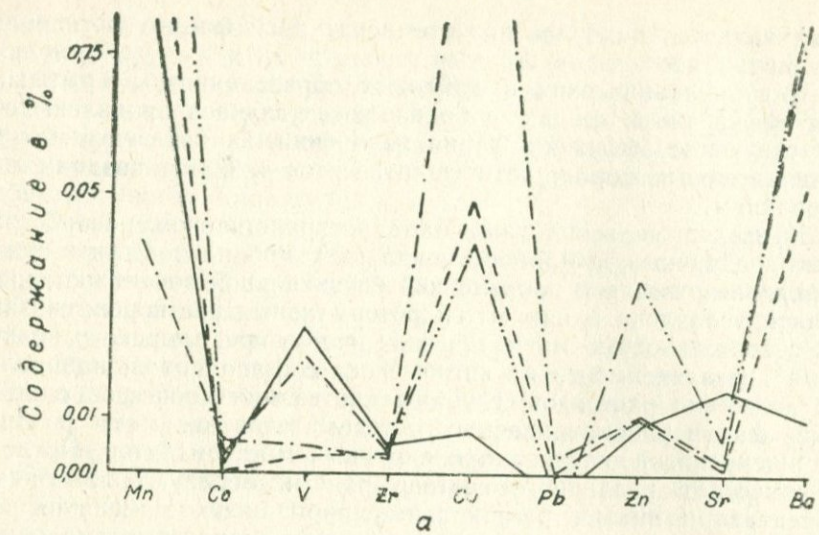


Рис. 8. Диаграмма изменения содержаний элементов в различных фациях гидротермально измененных туфобрекчий андезитовых порфиров Шамлугского (а) и Ахталского (б) месторождений: 1—фоновые содержания, 2—хлорит-карбонат-кварцевая фация с серицитом, 3—серицит-карбонат-кварцевая (а) и серицит-хлорит-кварцевая (б) фации, 4—серицит-кварцевая фация, 5—серицитизированный андезитовый порфирит.

лачивания. Баланс «привнос-вынос» при образовании метасоматитов приведен на рис. 9. Рудные тела почти по всех случаях располагаются в наиболее выщелоченных участках этих изменений.

Таким образом, региональные и околорудные пропилиты вместе с колчеданными рудами слагают единую общую цепь, соответственно являясь начальными и ранними ее звеньями. Она в целом и отдельные ее слагающие характеризуются конвергентностью развития. Все это дает основание считать, что комплекс формаций пропилитов или их составляющее в отдельности (в особенности пропилиты стадии кислотного выщелачивания) могут рассматриваться в качестве надежных критериев для прогноза колчеданного оруденения.

Формации вторичных кварцитов и аргиллизитов в рассматриваемом рудном узле и прилегающих частях Алавердского рудного района пользуются значительным развитием. Из них вторичные кварциты обычно образуются в результате единого с пропилитами гидротермального процесса и развиты в средних и кислых по химизму породах. На Ахтальском барито-полиметаллическом месторождении они развиты по рудовмещающим кварцевым плагиопорфирам и представлены серицит-кварцевой, кварцпиррофиллитовой, каолинит (диккит)-кварцевой и монокварцевой фациями. Серицит-кварцевая фация является наиболее распространенной, местами она переходит в пропилитизированные породы. В прилегающих к рассматриваемому рудному узлу частях Алавердского рудного района вторичные кварциты также имеют значительное развитие. На Туманянском месторождении огнеупоров, по данным И. Х. Петросова и П. П. Цамеряна (1972), они представлены более пестрой ассоциацией новообразованных минералов. Здесь выделяются алуни-кварцевая, диккит-каолинитовая, пиррофилит-каолинитовая, пиррофилит-серицитовая, пиррофилит-монтмориллонитовая, монокварцевая фации.

В пределах рудного поля Алавердского медноколчеданного месторождения интенсивное развитие имеют продукты гидротермального метасоматоза. По всему разрезу слагающих месторождение среднеюрских пород проявлено региональное пропилитовое изменение, выраженное альбит-карбонат-хлоритовой преимущественно в кошабердской свите, а также пренит-хлоритовой—в алаверди-шамлугской свите. В вышележащих батских отложениях (шахтахтская свита) развиты минеральные ассоциации с хлоритом, цеолитом (сколецитом), хальцедоном, карбонатом (рис. 10, 11). Э. М. Налбандяном (1968) было высказано предположение, что здесь, в верхах дебедской свиты, в связи с многофазным развитием среднеюрского вулканизма, возможно наличие низкотемпературных фаций изменений, содержащих цеолит, однако цеолитизация не была установлена.

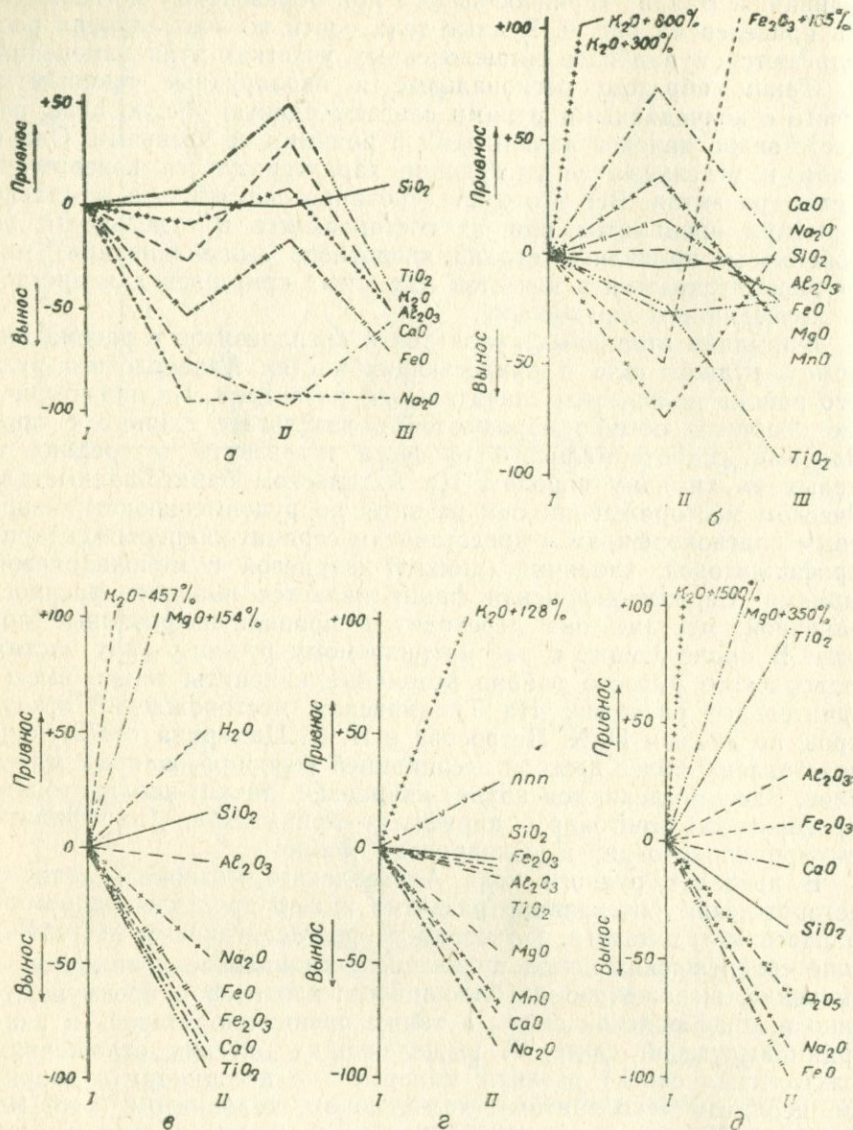


Рис. 9. Баланс «привнос-вынос» при образовании: а) дикицитсодержащих (II) и серицит-кварцевых (III) пород по кварцевым плагиопорфиром (I) Ахталынского месторождения; б) хлорит-карбонат-кварцевых (II) и хлорит-серицит-кварцевых (III) пород по андезитовым порфиритам Алавердского месторож-

В связи с составлением прогнозно-металлогенической карты рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала при изучении магматических и метасоматических образований бассейна реки Лалвар в пределах дебедской свиты и выше по разрезу была выявлена интенсивная цеолитизация (А. И. Карапетян, О. П. Гуюмджян, Э. М.

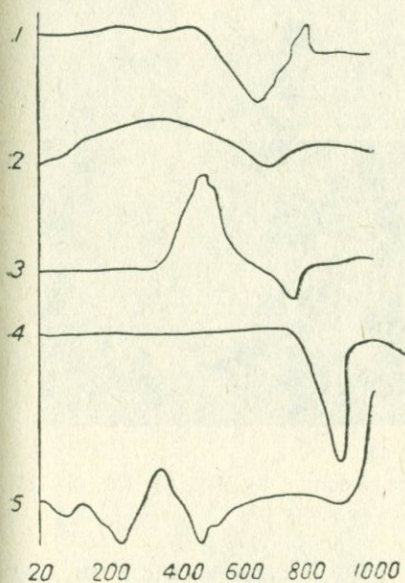


Рис. 10. Термограмма рипидолита (1), гидромусковита (2), пиррофиллита с пиритом (3), кальцита (4), исолита (сколецита) (5).

Налбандян, 1983). По данным микроскопии в крайне интенсивно цеолитизированных породах количество цеолита достигает 50—60%. Цеолитизация сопровождается уменьшением количества плагиоклазов, селадонита, хлорита. В основной массе цеолитизированных пород сохранились пироксены, хлорит, селадонит, магнетит. Согласно кристаллооптическим и рентгеноструктурным исследованиям цеолиты в своей основной массе представлены ломонтином-леонгардитом, которые слагают тонкокристаллические, неравномернозернистые агрегаты. Из других цеолитов по данным рентгенометрии здесь развиты также стильбит, эпистильбит, сколецит, морденит, которые представлены преимущественно плас-

дения; в) хлорит-серицитовой (II) породы по андезитовым порфиритам (II) Ахталского месторождения; г) серицит-кварцевой породы (II) по кварцевым плагиопорфиром (I) участка Воскесар-Алавердского месторождения; д) серицит-кварцевых пород (II) по кварцевым кератофиром (I) Алавердского месторождения.

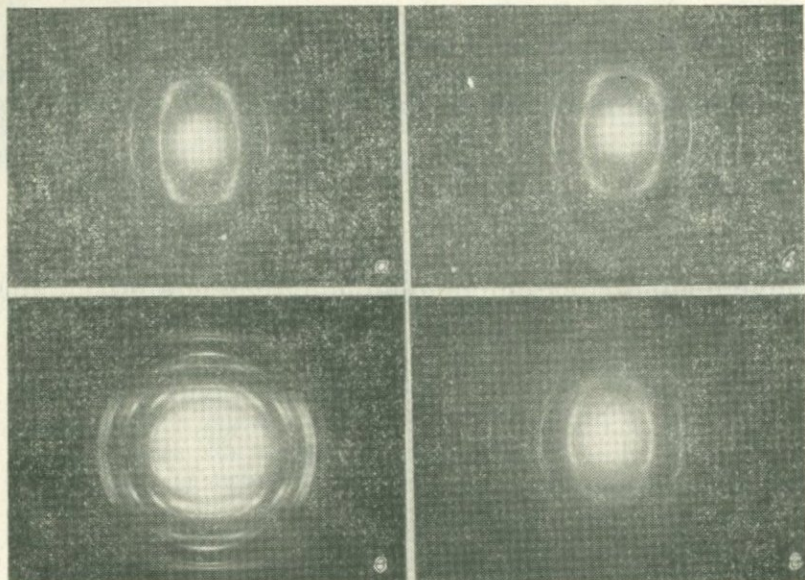


Рис. 11. Электронограмма гидрослюд модификаций: а) 2М, б) 1М, в) 2М₂, г) пирофиллита ($\varphi = 55^\circ$).

тинчатыми, пластинчато-зернистыми, радиально-лучистыми, снеповидными, столбчатыми, призматическими кристаллами и двойниками. Все они развиты в качестве метасоматического изменения плагиоклазов, хлоритов, селадонита. Исключительно тонкие прорастания цеолитов с плагиоклазом, хлоритом и др. минералами чрезвычайно затрудняют получение их мономинеральных фракций в количествах, необходимых для химического анализа, поэтому для выяснения вопросов химизма цеолитизации анализировались в различной степени цеолитизированные породы (табл. 1). Из таблицы видно, что в некоторых наиболее интенсивно цеолитизированных породах содержание окислов Na и Al понижено, содержание H₂O повышено. В других случаях при образовании пироксен-цеолитовых миксометасоматитов, обогащенных ломонитом-леонгардитом, сколецитом и другими Са-цеолитами, сколько-нибудь заметных изменений химического состава не происходит.

Под воздействием цеолитизации породы местами почти нацело обесцвечены и преобрели лейкократовый облик. Часто среди сплошных апосом сохранились миксоапосомы или сравнительно

свежие породы более меланократового облика. В зависимости от первичного состава и структурно-текстурных особенностей пород образуются структурно-унаследованные (просвечивающе-структурные), структурно-наложенные, трансформационные и вещественно-заменные, простые одиночные или составные агрегаты апосомы. (рис. 12). Шаровые лавы преобредли концентрически-зональ-

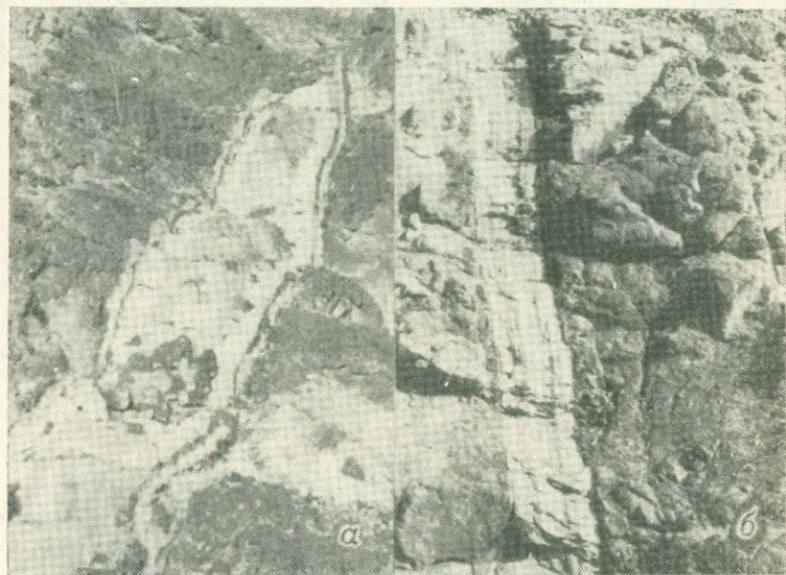


Рис. 12. Интенсивно цеолитизированные симметрично-полосчатые дайки. Левый борт р. Лалвар.

ные текстуры (рис. 13, 14), в массивных потоках лав цеолитизация развивалась по определенным направлениям, обуславливая образование текстур, характерных для метадаек (метасоматоз вдоль вытянутых структур, с образованием лейкократовых «тел» среди меланократовых пород) или антидаек (реликты свежих дайкообразно вытянутых меланократовых зон в лейкокративированной породе).

Цеолитизация имеет крайне неравномерное распространение и с различной интенсивностью проявлена в породах дебедской (нижний байос), кошабердской (средний байос) и шахтахтской (оксфорд-неоком) свит, охватывая преимущественно их верхние части. При этом внутри каждой фазы вулканизма в вертикальном разрезе устанавливается закономерная смена высокотемператур-



Рис. 13. Цеолитизированные шаровые лавы. Сферонды полностью цеолитизированы. Видно концентрически-зональное строение сферондов, нецеолитизированные корки закаливания и ксеногенные обломки.

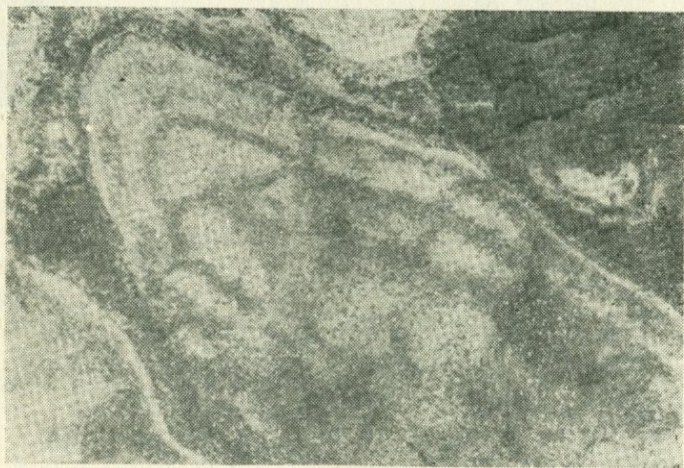


Рис. 14. Внутреннее строение сфероида из потока шаровых лав, проявленное в результате цеолитизации.

ных метасоматических минеральных ассоциаций низкотемпературными, соответствующими фациям различной глубинности и температур.

В крупнообломочных туфах цеолитизация развивается по цементу, оставляя почти незатронутыми относительно крупные обломки. В дайках цеолитизация развивается вдоль продольных трещин, избегая поперечные. Из-за неравномерности цеолитизации образуются самые различные типы ритмично-полосчатых (плоскостно-слоевых «черно-белых») текстур, сложенных из лейкократовых и меланократовых полос.

Реститы имеют состав и строение первичной породы—основной плагиоклаз, клинопироксен, магнетит, из вторичных минералов—селадонит, хлорит, редко кальцит. Они по простиранию кончаются клинообразно или тупо, постепенно или резко. Мощность их варьирует в пределах от 1 до 30 см. Контакты между светлыми и темными полосами резкие или постепенные. При этом резкие контакты в основном направлены к ближайшему контакту дайки, создавая таким образом зеркально-симметричную картину. Внутри полос кристаллы пироксенов, плагиоклазов или цеолитов располагаются исключительно ровно вдоль параллельных линий, без ориентировки длинными гранями параллельно плоскости слоев.

Лейкократовые полосы отличаются изменчивыми реликтовыми и наложенными порфиробластовыми, пятнистыми, grano- и идиобластовыми, радиально-лучистыми, сноповидными, сферолитовыми и др. структурами, в них количество цеолитов достигает 50—60%, реликты первичной породы сложены пироксеном, магнетитом, плагиоклазом, хлоритом, селадонитом.

Краевые зоны полосчатых структур даек характеризуются большой слоистостью, светлые слои становятся более прямыми, длинными, мощными, по сравнению с темными слоями, местами они соединяются, образуя структуры с арочной ориентировкой или изоклиналильные складки, которые вдоль дайки создают замкнутые с двух сторон аркой темнцветных минералов ячейки, длиной 25—30 см и шириной 0,8—1,0 м, при мощности самой дайки 2 м.

Массивные дайки проявляют способность колоться в направлении, совпадающем с простиранием даек, при этом плоскости раскола, строго параллельные границам даек, меняются при изменении направления последних.

Сопоставление в различной степени цеолитизированных частей даек позволяет установить зависимость преобразования массивной текстуры породы в неоднородную ритмически-полосчатую от цеолитизации. Конечным продуктом цеолитизации массивных базальтоидных даек является пироксен-цеолитовый метасоматит

Таблица 1

Химические составы базальтоидных и цеолитизированных ритмично-полосчатых даек бассейна р. Лалвар

Оксиды	Меланократовые полосы или реликтовые изверженные породы базальтоидного состава.					Мезократовые полосы или умеренно цеолитизированные породы					Лейкократовые полосы или прроксен-цеолитовые метасоматиты						
	53	173	6к	10к	17к	107	108	109	162	39	146	152	154	159	160	161	170
SiO ₂	43.00	40.20	45.13	51.56	46.83	45.81	50.58	50.11	50.52	47.26	54.76	47.07	47.40	47.87	52.04	49.10	45.60
TiO ₂	1.00	1.08	0.63	0.88	0.37	0.80	0.80	1.00	0.97	0.80	0.80	0.60	0.80	0.80	0.80	0.87	0.94
Al ₂ O ₃	17.50	19.87	19.52	17.98	18.50	17.45	18.12	16.73	17.41	18.52	14.21	20.41	16.39	17.90	16.00	17.40	16.68
Fe ₂ O ₃	2.16	0.55	4.20	2.28	4.93	2.23	1.34	2.91	3.22	2.38	2.45	1.80	2.97	3.49	1.66	2.90	3.57
FeO	7.66	11.20	7.33	6.52	7.12	5.96	5.39	5.11	4.59	6.53	4.28	5.93	4.28	4.82	6.24	4.88	5.45
MnO	0.12	0.19	0.16	0.13	0.20	0.05	0.05	0.05	0.17	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.15	0.16
CaO	12.61	7.83	10.02	5.10	7.30	11.20	9.25	10.35	9.46	10.08	9.51	8.96	10.08	10.09	9.26	9.51	11.03
MgO	8.12	8.93	5.69	4.02	5.38	8.48	6.73	6.52	5.84	6.57	5.60	5.91	5.08	6.51	6.27	7.27	8.03
Na ₂ O	2.00	2.70	1.55	4.60	2.66	1.70	2.70	2.20	3.20	2.00	3.00	1.30	2.10	1.80	2.30	2.30	1.50
K ₂ O	0.18	0.11	0.28	0.32	0.62	0.08	0.18	0.18	0.32	0.09	0.63	0.12	0.22	0.10	0.18	0.20	0.08
H ₂ O	0.48	0.40	—	0.59	—	0.84	0.82	0.70	0.50	0.78	0.81	1.17	1.25	1.17	0.70	0.79	0.83
п.п.п.	1.13	1.65	5.44*	5.54*	5.98*	2.84	2.38	2.83	1.69	3.42	2.68	5.10	5.07	3.92	1.96	2.18	3.42
CO ₂	4.75	5.80	—	—	—	3.08	1.84	1.76	1.23	2.02	1.67	2.02	5.01	2.20	3.08	3.08	2.28
P ₂ O ₅	0.66	0.13	—	0.03	—	0.06	0.16	0.06	0.13	0.06	0.06	0.09	0.00	0.06	0.16	0.13	—
Σ	100.77	100.65	100.95	99.55	99.89	100.58	100.64	100.51	99.35	100.56	100.50	100.53	100.79	100.78	100.65	100.69	100.70

Примечание: 162/82; 154/82, 159/82; 160/82—цеолитизированные различные полосы внутри S-образной дайки на правом борту р. Лалвар, 107/82, 108/82, 109/82—цеолитизированные различные полосы из дайки на правом борту р. Лалвар. 39/82, 146/82, 152/82, 154/82, 170/82—цеолитизированные породы из различных даек на юго-западном склоне г. Воскесар, 6к, 10к, 17к—дайки дибазовых и андезитовых порфиритов бассейна р. Лалвар (заимствованы у Г. А. Казаряна, 1971).

* п. п. п. +CO₂

без реликтов исходной породы, за исключением иногда слабо заметных линейных структур, сложенных кристаллами пироксена, селадонита или хлорита.

В миксометасоматитах с реликтовыми минералами первичной породы количество цеолитов варьирует в широких пределах, в результате цеолитизации образуются метасоматиты от вкрапленных (точечная цеолитизация) до антивкрапленных (реликты первичной породы сохранены на фоне цеолита), т. е. полосчатость рассматриваемых даек является результатом в различной интенсивности проявленных процессов метасоматоза, при которых образуются структурно-останцевые метасоматиты с точечными, пятнистыми, линейными и ленточными вкраплениями реликтовых минералов (пироксена, магнетита, селадонита, хлорита) на фоне цеолитов. Будучи результатом метасоматоза (цеолитизации), полосчатость даек представляет собой типичное реликто-структурное образование, в котором важная роль принадлежит первичным (скрытым) структурам течения и кристаллизации магмы. В пользу влияния этих структур на диффузионный массоперенос свидетельствует развитие цеолитизации на ограниченных, изолированных друг от друга площадях с неправильными или изометричными контурами, при которых линейно-параллельные структуры строго подчинены зальбандам даек, но не границам цеолитизированных участков. Поперечные трещины не производят отклоняющего действия на цеолитизацию, которая развивается только вдоль продольных плоскостей.

Все эти факты никак не согласуются с представлениями об образовании полосчатости рассматриваемых даек в результате дифференциации магмы или ассимиляции обогащенной летучими движущейся магмы смещающих пород (А. Г. Казарян, Э. В. Ананян, 1966; Г. А. Казарян, 1959). Они свидетельствуют об обоснованности точки зрения о том, что «...любая форма диффузионного . . . переноса является структурообразующим фактором, если она комбинируется с какими-либо другими процессами—химическими реакциями, сорбцией и т. д.» и хорошо согласуются с результатами экспериментальных исследований, показавшими, что сложные формы ритмических или слоевидных структур могут образоваться и по однородным породам (Поспелов Г. С., 1973). Выявленная авторами цеолитизация, будучи составной частью поствулканических гидротермальных изменений, является новым фактом, подтверждающим многоэтапность поствулканической предрудной гидротермальной деятельности, имеет важное значение для определения места рудообразования в общей истории формирования Алавердского месторождения. Вместе с этим факт образования ритмической полосчатости и реликтово-метасоматических линейно-параллельных структур в дайках основного

состава в результате поствулканической гидротермальной цеолитизации относится к числу исключительно важных, но почти еще незатронутых в литературе явлений метасоматоза.

Анализ и обобщение данных по взаимоотношениям оруденения с метасоматическими образованиями позволяет заключить, с одной стороны, о широком развитии взаимных переходов между формациями метасоматитов, с другой—о связи одних и тех же типов руд с метасоматитами разных формаций или одной и той же формации метасоматитов с различными рудными формациями. Все это обуславливает наличие сложной гаммы самых различных совмещенных, переходных и промежуточных формационных типов. Свидетельствуя о широком развитии в рудном районе наложения и телескопирования часто значительно разорванных во времени процессов, они дают основания сложные по составу переходные ассоциации рассматривать в качестве более надежных критериев для прогноза оруденения.

2.1.5. Проявления рудной минерализации как прямые поисково-прогнозные критерии рудоносности

Рассматриваемая территория охватывает рудные поля Алавердского, Шамлугского, Ахтальского, Техутского, Спасакарского и Марцского месторождений, многочисленные проявления рудной минерализации развиты, не только в пределах этих рудных полей, но и на значительном удалении от них. По составу это проявления железных, медных, полиметаллических, золото-полиметаллических, медно-молибденовых, медно-мышьяковых, свинцовых и баритовых руд.

На современном этапе развития геологических исследований формационный анализ приобретает исключительно важное значение для выявления закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений в земной коре, поэтому его применение при решении задач региональной металлогении рассматривается (А. Д. Щеглов, 1980) как основа научного прогноза рудоносности и определения дальнейших направлений поисковых работ.

Формационный анализ руд и его значение для прогноза оруденения

Формационный анализ является основой металлогенических исследований (Е. Т. Шаталов, 1963), его роль особенно важна при составлении прогнозно-металлогенических карт. Путем примене-

ния формационного анализа создается структурно-формационная основа, которая наглядно отображает особенности формирования и размещения различных геологических образований во времени и в пространстве, что является необходимой основой для выделения конкретных геологических структур, контролирующих размещение месторождений различных формаций. Учение о рудных формациях, по мнению В. А. Кузнецова, представляет собой особое направление в металлогении, а выделение рудных формаций является важнейшим этапом прогнозных работ. Вместе с тем ряд вопросов, возникших в связи с развитием учения о рудных формациях, остается еще недостаточно разработанным. Дискуссионным является определение самого понятия «рудная формация», следовательно еще нет единого мнения о том, чему она соответствует в своем конкретном выражении.

В настоящее время под рудной формацией подразумевается (В. А. Кузнецов и др. 1972; Е. Е. Захаров, 1965; Р. М. Константинов, 1965 и др.) группа месторождений, объединенных общностью минерального состава (или сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями), образовавшимися в близких геологических условиях и характеризующимися общностью генетических особенностей, геологических условий проявления, сходным экономическим значением. Таким образом, понятие о рудных формациях отождествляется с понятием о формациях рудных месторождений.

В соответствии с предложенными формулировками рудной формации основным критерием, определяющим принадлежность месторождений к той или иной рудной формации, является минеральный состав руд или повторяющиеся в определенной последовательности устойчивые парагенетические ассоциации минералов (Р. М. Константинов, 1965, 1973; В. А. Кузнецов 1972 и др.). Однако формационный анализ, основанный на учете лишь минерального состава руд, нередко приводит к тому, что однотипные месторождения одних и тех же полезных ископаемых относятся к различным рудным формациям, т. е. в них одни и те же элементы (например Cu, As, Fe) проявлены в составе различных минералов (халькопирит-борнит, пирит-пирротин-марказит, энаргит-теннантит и т. д.), что обусловлено широким влиянием местных факторов (Eh, pH, скорость падения температуры, относительная трещиноватость и т. д.) на образование тех или иных минеральных ассоциаций. Исходя из всего изложенного, мы пришли к заключению (А. И. Карапетян, 1969) о нецелесообразности ограничения формационной принадлежности месторождений рамками минерального состава руд, считая более правильным в основу выделения рудных формаций ставить состав (минеральный и элементный или только элементный) главнейших (в экономическом

отношении) минеральных парагенезисов. Это дает возможность в рудных формациях группировать месторождения, характеризующиеся сходным (или одинаковым) экономическим значением (С. С. Смирнов) или сходными чертами промышленной характеристики Ю. А. Билибин), считая образование их результатом проявления многих причин как внутреннего (строение атома), так и внешнего (термодинамические условия) характера и при необходимости подчеркнуть те элементы, которые не образуют собственных минералов.

В формулировках рудных формаций не уделяется должного внимания времени образования (возрастным соотношениям) слагающих руды парагенетических ассоциаций минералов. Между тем, как уже отмечалось (А. И. Карапетян, 1970; Д. В. Рундквист, 1978 и др), немало полиасцедентных месторождений, руды которых образовались в течение двух или более этапов рудообразования (или совместного проявления) оторванных во времени (разновозрастных) процессов эндогенной минерализации, связанных с проявлением раннеорогенной и позднеорогенной или собственногеосинклинальной и позднеорогенной стадий магматизма альпийской и (или) предыдущих металлогенических эпох. Подобное явление, которое особенно характерно для зон долгоживущих, перманентно развивающихся разломов и других структур вулканических областей, иногда обуславливает появление таких месторождений, которые объединяют существенно отличающиеся друг от друга (не только по возрасту, но иногда и по составу, и даже по генезису) парагенетические ассоциации минералов. В таких случаях, естественно, возникает необходимость выделения в пределах одних и тех же месторождений двух или более рудных формаций, для которых предложено (А. И. Карапетян, 1977) название полиформационно-полиэтапных месторождений.

В соответствии с этим понятием «рудная формация» не всегда соответствует понятию «формация рудных месторождений».

Одним из основных критериев, определяющих формационную принадлежность месторождений, считаются одинаковые (или сходные) геологические условия их образования. По мнению В. А. Кузнецова (1972—1973), определение понятия «рудная формация» будет недостаточным, если оно будет опираться только на особенности минерального состава месторождений, без учета геологических условий их образования. При обратном подходе, по мнению этого исследователя, сходные по составу руд, но различные по геологическим условиям образования месторождения будут объединены в одну формацию, что он считает неправильным, ибо это, по его мнению, не может способствовать металлогеническим исследованиям. Однако с этим никак не согласуется предложенная им же классификация рядов эндогенных рудных формаций (А. Д.

Щеглов 1980), из которой видно, как одни и те же рудные формации своим происхождением связаны с различными стадиями складчатых областей. Например, колчеданно-полиметаллическая формация образуется как в раннюю (геосинклинальную)*, так и позднюю (орогенную)** стадии, или магнетитовая скарновая формация образуется в одном случае в среднюю (инверсионную), в другом—в позднюю (орогенную) стадии развития геосинклиналей. Более того, из приведенной таблицы видно, как титаномагнетитовая формация образуется как в раннюю (геосинклинальную)*** стадию развития складчатых областей, так и в платформенных областях****, или золото-сульфидная гидротермальная формация в одном случае образуется в поздних (орогенных) стадиях развития складчатых областей в связи с самостоятельными малыми интрузиями основной магмы поздних этапов развития складчатых областей, в другом случае—в областях тектоно-магматической активизации в связи с малыми интрузиями щелочных базальтоидов*****.

Все изложенное позволяет заключить, что хотя геологические условия очень важны для образования месторождений тех или иных рудных формаций, тем не менее наличие определенных различий в геологических условиях их образования не может служить основанием для отнесения их к различным рудным формациям, поскольку практически невозможно указать два месторождения, которые образовались бы в строго одинаковых геологических условиях. Да и вообще трудно определить, что такое одинаковые геологические условия. П. М. Константинов (1965) и др. под геологическими условиями прежде всего подразумевают фациальные особенности, состав и физико-механические свойства ассоциирующихся с оруденением пород, характер связи с магматизмом и т. д. Однако ассоциирующие с оруденением породы не всегда могут служить критериями для определения формационной принадлежности месторождений, поскольку они для многих эпигенетических месторождений (в особенности позднеорогенных стадий и областей тектоно-магматической активизации) носят случайный характер. Что же касается характера связи оруденения с магматизмом, то он хотя и является важным, но не может от-

* В связи со спилит-диабазовой и кварц-кератофировой вулканической формациями.

** В связи с самостоятельными малыми интрузиями основной магмы поздних этапов развития складчатых областей.

*** В связи с интрузиями габбро-плагиогранитовой группы.

**** В связи с траповыми комплексами.

***** Все изложенное противоречит также определению рудной формации, предложенному В. В. Панцулаем (1976), согласно которому рудные формации возникают на одинаковых стадиях металлогенических эпох.

носиться к универсальным критериям, поскольку имеется много эндогенных месторождений, которые не проявляют никакой связи с магматизмом. В соответствии с этим возникает вопрос определения степени допустимости различий условий образования месторождений, объединяемых в одну рудную формацию. Другими словами, необходимо решить вопрос правомочности подразделения рудных формаций на типоморфные и конвергентные. Это вполне согласуется с представлениями В. И. Смирнова (1969) о конвергентности колчеданных месторождений. Анализ большого количества работ по систематике рудных месторождений различных металлогенических зон и областей Советского Союза на формационной основе дало основание (А. И. Карапетян, 1980) считать, что способности месторождений одних рудных формаций образовываться в узком диапазоне различий геологических условий (т. е. в сходных или близких геологических условиях), других — в более широких диапазонах различий геологических условий, являются важнейшими индивидуальными особенностями различных рудных формаций, которые в целом в этом отношении имеют много общего с другими геологическими образованиями.

В числе важнейших критериев формационной классификации руд С. С. Смирнов считал генетические особенности и геологические условия образования месторождений, которые в целом определяют генетическую группу месторождений и которые учитывались нами при формационном анализе руд Алавердского рудного района. Включение генетической группы месторождений в определение понятия рудной формации может рассматриваться как противоречие определению самого понятия «систематика», которая основывается на конкретных признаках. Однако В. А. Кузнецов и др. (1972) в связи с этим отмечают, что «здесь нет никаких противоречий, поскольку отнесение месторождения к тому или иному генетическому типу нередко совершенно очевидно и вовсе не представляет до конца его генезис. Так, принадлежность месторождения к генетическому типу (точнее группе — А. К.) пегматитовых месторождений обычно бывает вполне очевидной, но при этом существуют различные представления о генезисе самих пегматитов. По мнению указанных исследователей, принадлежность месторождений к колчеданному типу (группе) бывает вполне очевидной, однако общеизвестна противоречивость представлений о генезисе колчеданных месторождений вообще. Конкретным выражением генетического принципа формационного анализа руд является то, что рудные формации выделяются внутри генетических групп (С. А. Вахромеев, 1961, В. М. Котляр, 1968; В. И. Смирнов, 1968 и др.).

Известные на рассматриваемой территории рудные месторождения и рудопроявления подразделены на скарновую, плутоно-

генно-гидротермальную и вулканогенно-гидротермальную генетические группы, которые в свою очередь подразделяются на рудные формации (табл. 1). Последние, будучи основными единицами генетических классификаций рудных месторождений, составляют более крупные (надформационные) категории—ряды рудных формаций или рудные комплексы. Выделение рядов рудных формаций имеет большое не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку оно позволяет более целеустремленно ориентировать геолого-поисковые работы на выявление в рудном районе таких рудных формаций, которые являются звеньями того или иного ряда, но пока еще не обнаружены в пределах данного рудного района (А. Д. Щеглов, 1980).

Одно из практических значений предложенного формационного анализа заключается в том, что внутри выделенных рудных формаций месторождения объединены также сходными чертами промышленной характеристики (Ю. А. Билибин) или сходным экономическим значением (С. С. Смирнов). Месторождения каждой конкретной формации, как и вся формация в целом, имеют свойственные только данной формации промышленные параметры (А. Д. Щеглов, 1980). Классификация рудных месторождений рассматриваемого рудного района по формациям при металлогеническом анализе имеет большое значение для решения практических задач по прогнозированию оруденения.

Таблица 2

Рудные формации Алавердского рудного района

Генетическая группа	Рудная формация	Месторождения и рудопроявления
1	2	3
I. Группа скарновых (контакт-метасоматических) рудных формаций	1) Формация скарновых железных руд (контакт-метасоматическая железорудная формация) 2) Формация скарновых (контакт-метасоматических) медных руд (или скарновая меднорудная формация)	Кохбское, Мисханское, Бовери-гашское, Байрам-талишское, Бартигюхское проявления Шлоркутское, Джангарлинское проявления.
II. Группа плутогенно-гидротермальных рудных формаций	3) Формация медно-молибденовых руд или плутогенно-гидротермальная медно-молибденовая формация	Техутское месторождение, Пиджутское, Дукаидзорское, Цахкшатское, Шевутское, Мангистевское, Крункнерское проявления.

1	2	3
	4) Формация медных руд или плутогенно-гидротермальная меднорудная формация 5) Золото-полиметаллическая плутогенно-гидротермальная формация 6) Железорудная (плутогенно-гидротермальная железорудная) формация	Салерское, Юсупидзорское, Ходжоринское, Акоринское, Кистумское, Аксибаринское, Атипское, Нагатакское, Вартигюхское, Меркасарское, Шевутское, Шнохское проявления Техутское проявление Лалварское I, II, III проявления
Группа вулканогенно-гидротермальных рудных формаций.	7) Медноколчеданная формация	Алавердское, Шамлугское, Спасакарское м-я, Санглярское, Кацоцское, Акнерское, Сурб-Карапетское, Шиштапинское, Караханское, Чалдашское, Гибросалкарское, Цицкарское, Арзаканское, Туманянское, Сулидзорское, Бендикское, Бугакарское, Анкасарское, Тту-джурское, Мичиматское, Кулетское проявления
	8) Убогосульфидная золоторудная (вулканогенно-гидротермальная) формация 9) Колчеданно-полиметаллическая формация 10) Колчеданно-баритополиметаллическая формация	Воскесарское, Воскепарское, Хачахпюрское, Агдагское, Бабаджанское, Марцское м-я, Икатыкское, Салутское, Будагидзорское, Сбилидошское, Махмут-Талинское, Циталарское проявления. Мазлумское, Верхне-Ахталское, Санглярское, Сарнахпюрское, Саианское проявления Ахталское месторождение, Акоринская группа проявлений, Чатындагское, Мирзакарское проявления.

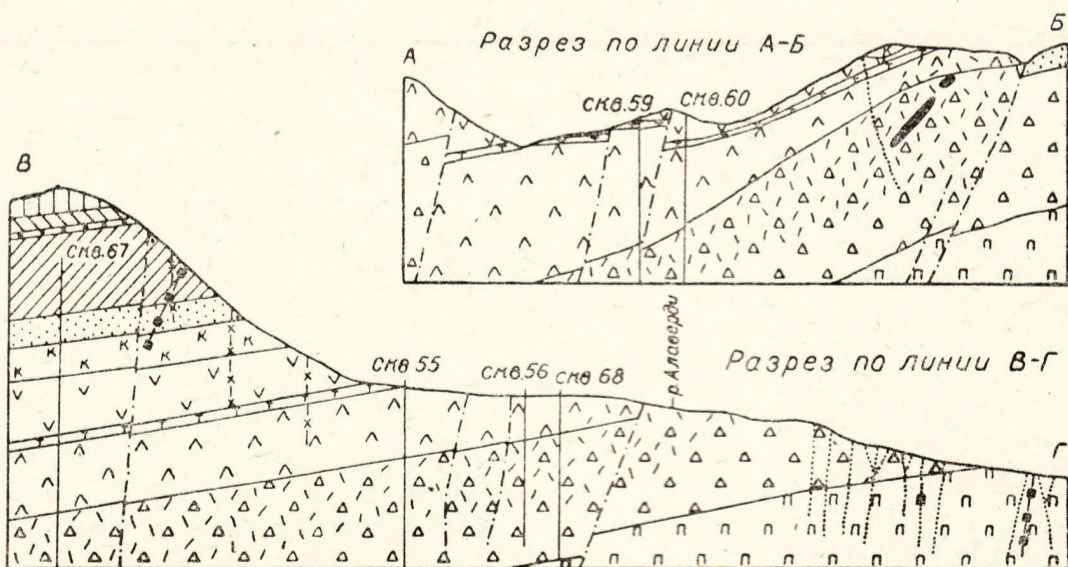
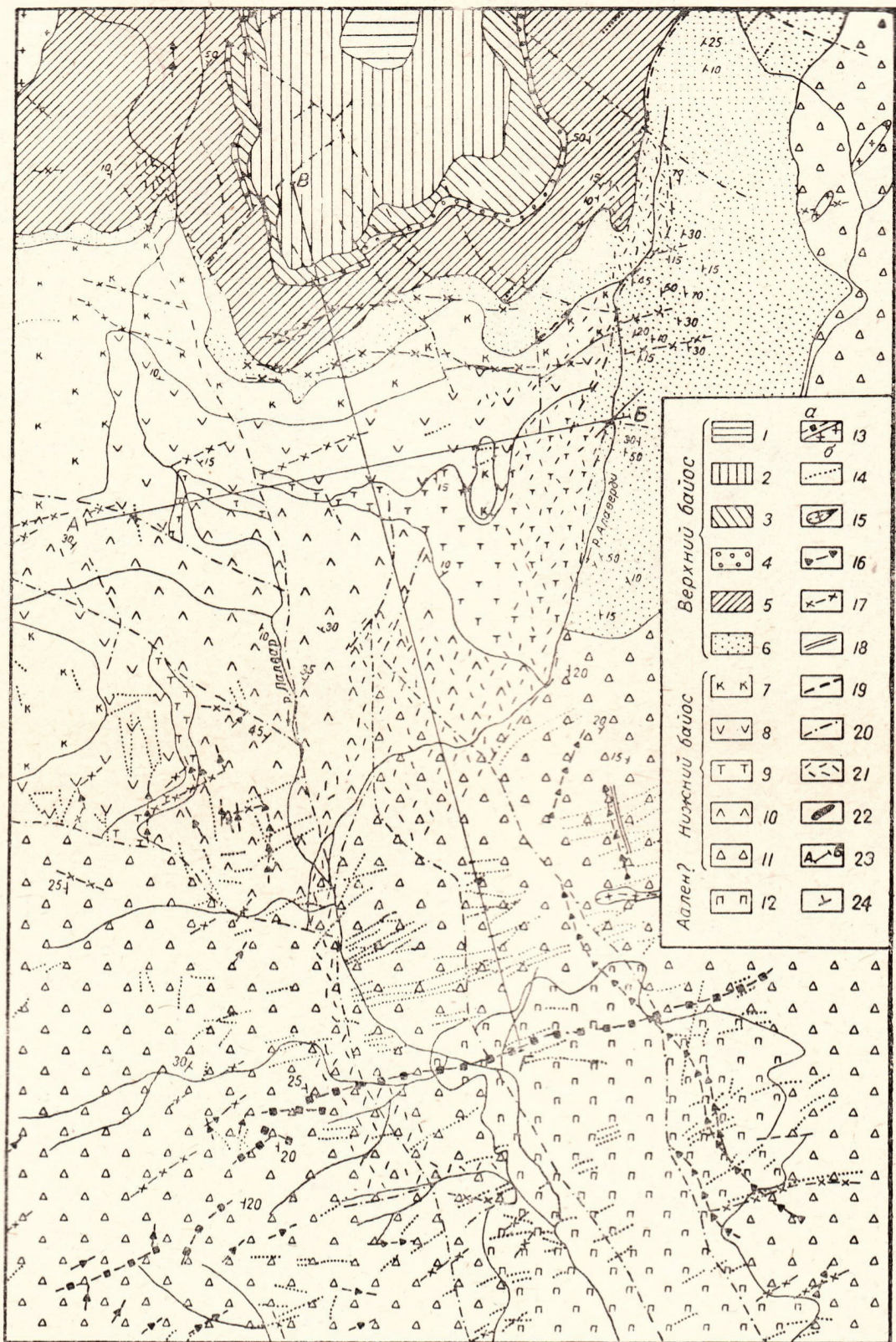


Рис. 15. Геологическая карта Алавердского месторождения с разрезами (по П. Ф. Сопко с дополнениями М. С. Азизбекяна): 1—пирокластические породы, 2—вулканические брекчии пироксеновых порфиритов, 3—пироксеновые порфириты, 4—туфопесчаники, 5—вулканические брекчии и туфы андезитовых порфиритов, 6—грубообломочные конгломераты, 7—песчаные известняки, полимиктовые туфогенные, 8—кварцевые кератофиры, вулканические брекчии и туфы дацитовых порфиритов, 9—горизонт мандельштейновых андезитовых порфиритов, 10—горизонт слонстых туфогенных пород, 11—лавобрекчии андезитов (агломераты), 12—пирокластические туфы дацитового состава (туфобрекчии), 13—андезитовые порфириты, 14—микроплагиограниты и плагиогранит-порфириты, 15—габбро-диабазы I, II, III генераций, 16—оливиновые габбро, 17—жилы андезитовых порфиритов и микропорфиритов, 18—диоритовые порфириты I, II генераций, 19—кварц-барит-карбонатные жилы, 20—прослой базальных конгломератов, 21—разрывные нарушения, 22—гидротермально измененные породы, 23—элементы залегания пород, 24—линии геологических разрезов.

1	2	3
	11) Серноколчеданная формация	Аксибаринское, Ло- мусское проявления.
	12) Баритовая (вулканогенно-гидротермальная) формация	Алавердское месторождение, Уч.-Килисское, Акоринское, Болерское, Джейраноглыное, Далакидзорское, Северодарское, Уртское, Оваканц-гомерское, Овидзорское, Воскесарское, Кацоцское, Ахпатское Бендикское, Северо-Кацоцское, Западно-Кацоцское, Аксибаринское, Клорталинское, Кахнутское проявления.
	13) Ртутно-полиметаллическая вулканогенно-гидротермальная формация	Атанское проявление
	14) Марганцевая (вулканогенно-гидротермальная) формация	Дебедское, Чанахчинское проявления.

Медноколчеданная формация

В пределах рассматриваемых территорий медноколчеданная формация представлена промышленными месторождениями (Алаверди, Шамлуг) и многочисленными рудопроявлениями (см. табл. 1).

Алавердское месторождение меди расположено в пределах одноименного рудного поля, которое объединяет несколько участков (Центральный, Воскесарский, Даркский, Жангский, Акоринский) преимущественно серноколчеданного, медносерноколчеданного, баритового, серномедноколчеданного полиметаллического оруденения.

В геологическом строении рудного поля участвуют вулканогенно-осадочные породы ниже(?)-средне-верхнеюрского возраста общей мощностью 1300—1400 м, которые прорываются многочисленными дайками и субвулканическими телами диабаза, габбро-

диабазов, диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов, альбитофиров, кератофиров и редко пикритов (рис. 15, 16).

Структурная позиция месторождения и его участков определяется расположением их на северо-западной периклинальной части Алавердской брахиантиклинальной складки. Главной рудоуправляющей структурой является меридиональный разлом, который простирается на 5—6 км, а по падению на 1,5 км, мощность разломной зоны в расширениях до 500 м. Рудовмещающими являются как главное нарушение, так и сопряженные с ними структуры более низкого порядка северо-восточного простирания. Вертикальный размах оруденения составляет 950—1000 м.

В морфологическом отношении в рудном поле и на месторождении выделяются штоки, линзы, жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации, сложенные различными минеральными типами руд—баритовым, серноколчеданным, медноколчеданным, полиметаллическим, которые имеют различный характер распределения. Например, баритовая минерализация хорошо проявлена на верхних горизонтах и перифериях центрального участка месторождения (Акори, Дарк, Воскесар), серноколчеданная—на нижних горизонтах Центрального участка и на участках Воскесар, Жанг, медная—на Центральном участке, а полиметаллическая—на верхних горизонтах Центрального участка, в пределах меридионального разлома.

Основанием геологического разреза Алавердского месторождения являются вулканогенные образования, представленные эпидотизированными андезитами, диабазами, их туфами и лавобрекчиями дебедской свиты. Последние вверх по разрезу сменяются зеленовато-серыми туфобрекчиями, пепловыми туфами дацитового состава кошабердской свиты, имеющей широкое развитие в пределах южного и юго-восточного флангов месторождения. На кошабердские туфы дацитов налегают кварцевые кератофиры шамлугского типа, которые перекрываются полимиктовыми туфопесчаниками верхнебайосского возраста.

Агломератные породы являются субвулканическими и жерловыми образованиями базальт-андезит-базальтового состава, которые слагают центральную часть крупной палеовулканической постройки и обнажаются в эродированной части последней, прорывая низы геологического разреза до туфоосадочной формации верхнего байоса-бата включительно, и являются непосредственным продолжением шахтахтских порфиритов послекелловой-оксфордского возраста.

Широким распространением пользуются субвулканические и жильные породы различного возраста и состава (от ультраосновных до кислых). В их образовании устанавливается следующая последовательность: микроплагиограниты, плагиогранит-порфиры

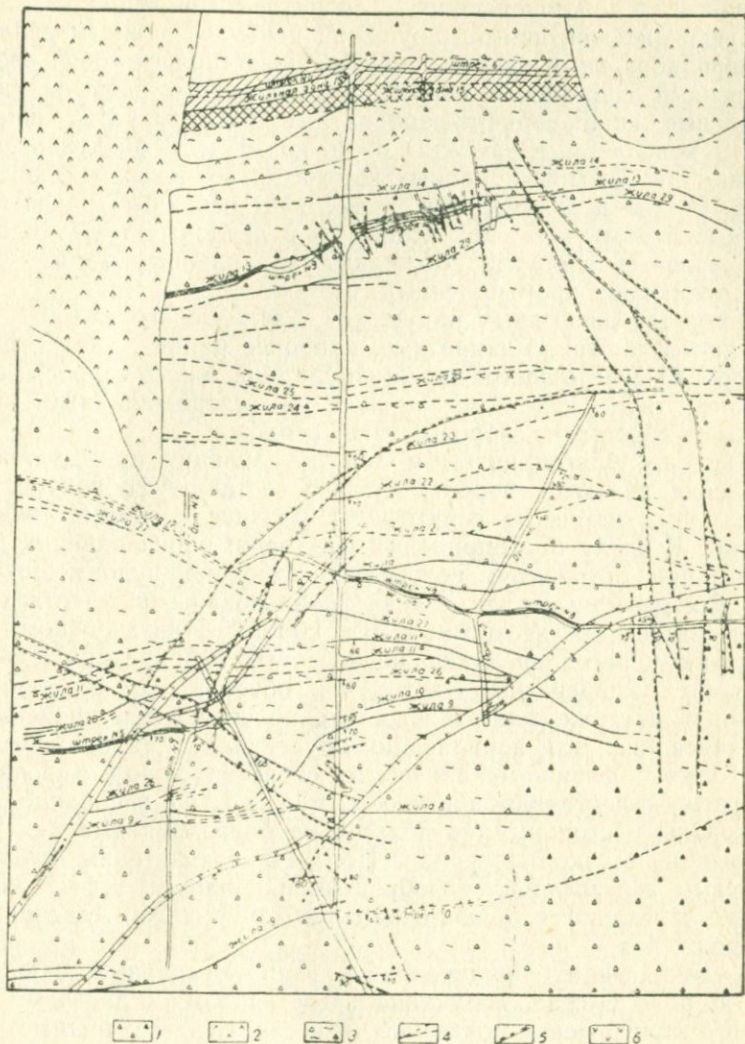


Рис. 16. Геолого-структурный план кварцлага № 1 штольни № 5 Алавердского месторождения (по О. А. Гаспаряну с дополнениями М. С. Азизбекия): 1—туфобрекчии, пирокластические туфы дацитового состава, 2—лаваобрекчии андезитов (агломераты), 3—гидротермально измененные породы, образованные за счет туфобрекчии и пирокластических туфов дацитового состава, 4—рудные жилы, 5—разрывные нарушения, 6—дайки габбро-диабазов.

и кварцевые альбитофиры, пикриты, габбро-диабазы, андезитовые порфириды и микропорфириды, дисритовые порфириды.

Среди дизъюнктивных нарушений наиболее важным является близмеридиональный разлом, который представляет собой сложно построенный шарнирный сброс, вдоль которого развиты гидротермальные кварц-серицит-карбонатные метасоматиты, ширина которых колеблется в пределах от 4С до 400 м. В раздувах, образованных на межформационных контактах пепловых туфов дацитового состава и агломератов, размещены основные, ранее отработанные рудные тела, под которыми в пепловых туфах и андезитах развиты жилы и прожилково-вкрапленные зоны, также представляющие промышленный интерес.

В составе разрывных нарушений Алавердского рудного поля выделяются также: а) широтные, наиболее ранние, типа сгрывов и сколов; б) северо-восточные-близмеридиональные взбросы, сбросо-сдвиги, типа сколов, и, наконец, в) северо-западные (более молодые) сбросы и взбросы типа сколов.

Наиболее благоприятными для локализации промышленного оруденения являются породы кислого состава-туфобрекчии, пепловые туфы, кварцевые кератофиры, близкие и соответствующие дацитам. К числу благоприятных факторов, определяющих рудо-локализацию, относится внутреннее строение рудовмещающих толщ. Все известные рудные тела локализованы на участках, где породы интенсивно деформированы. Наиболее интенсивному раздроблению и рассланцеванию подвергнуты туфобрекчии и пепловые туфы кошабердской свиты, что обусловлено их слоистым строением, а также флюидалностью, по которым и происходило рассланцевание. Для локализации оруденения немаловажное значение имеют физико-механические свойства пород (прочность, упругость, эффективная пористость и т. д.), на основании которых породы месторождения делятся на благоприятные для рудо-локализации и экранирующие. По всем показателям близки к кварцевым кератофирам туфобрекчии и пепловые туфы дацитов, которые и являются рудовмещающими породами Алавердского месторождения.

В локализации оруденения и гидротермальных изменений важную роль сыграл меридиональный разлом, к висячему боку которого приурочены почти все известные здесь рудные тела. Крутопадающие трещины скола, имеющие близкое к меридиональному и северо-западному простирание, играли роль рудораспределяющих каналов, по которым рудоносные растворы растекались, заполняя связанные с ними трещины отрыва широтного простирания. Разрабатывались три крупные, почти вертикальные медные жилы широтного простирания на нижних горизонтах мес-

торождения (шахта № 3). В настоящее время разведуются жилы №№ 12, 13, 14, 15 с теми же элементами залегания.

Из-за различий физико-механических свойств туфобрекчий, пепловых туфов дацитового состава и агломератов в их контактах в процессе тектонических подвижек образовались зоны расслаивания и раздробления, которые оказались благоприятными для рудоотложения (рудные тела гор. 37с: «Централь», «Шток 13», гор. 28 с: штоки—«Лун», «Зет-бис», «Дайк», «Бирибин», а также крупный шток «Зюд-эст»). Аналогичные зоны могли образоваться также между тепловыми туфами и андезитами дебедской свиты, агломератами и кварцевыми кератофирами, кварцевыми кератофирами и перекрывающими известковистыми туфопесчаниками. К такому межформационному контакту туфопесчаников и кварцевых кератофилов приурочена часть крупного штока «Базаметаг», шток «Пьер» и др. Шамлугского месторождения. Таким образом, концентрация промышленного оруденения (меди) находится в зависимости от благоприятного сочетания структурного и литологического факторов (наличие межформационных разрывов, экранов и т. д.).

К настоящему времени в пределах Алавердского месторождения изучено около 40 рудных тел. Штоки и линзы по простиранию прослежены на 100—180 м, по падению от 90 до 190 м. Мощность их колеблется в пределах от 10 до 15 м, достигая 25—30 м. Большая часть штоков и линз обработана (особенно на верхних горизонтах). По составу руд выделяются серноколчеданные, серно-медноколчеданные и полиметаллические. Преобладающие серно-медноколчеданные линзы и штоки находятся в расширениях меридионального разлома, развиваясь согласно с простиранием разлома.

Линзы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации развиты главным образом на нижних горизонтах, между штоками и линзами, а нередко в трещинах оперения меридионального разлома и вдоль них. Простирание жил и прожилково-вкрапленных зон близширотное, северо-восточное с крутым падением преимущественно на юг. Протяженность жил до 80—100 м, при мощности 0,3—0,5 м (в раздувах до 2 м) и зон 700—750 м (при мощности 1—5 м до 16 м). По падению они прослеживаются на 250—300 м.

По минеральному составу выделяются пиритовые (при значительной роли колломорфных разновидностей) (рис. 17), пирит-халькопиритовые, галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые, баритовые и гипсовые типы руд. Первые два типа преобладают на нижних и средних горизонтах, третий и четвертый—на верхних. В составе руд, кроме пирита, халькопирита, сфалерита и блеклых руд,

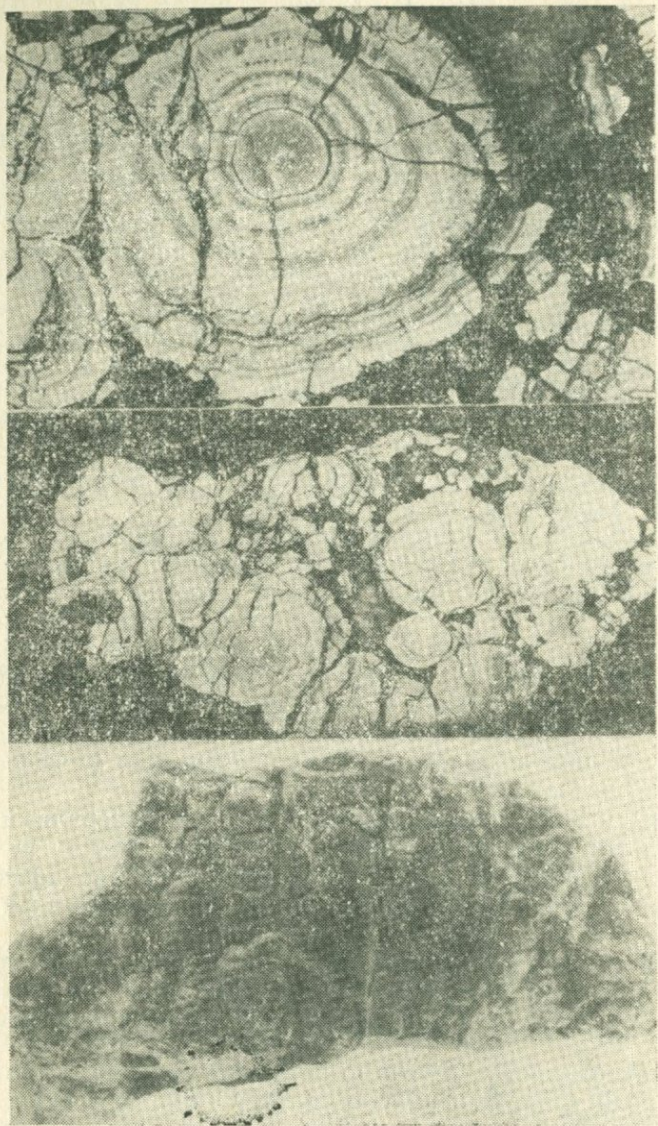


Рис. 17. Почковидные агрегаты колломорфного пирита (Алавердское месторождение, шт. 5).

участвуют также тетрадимит, гессит, алтаит, самородное золото, серебро, электрум, виттихенит, бурнонит, а в дайках пикритов пирротин, миллерит, хизлеудит.

Выделяются кварцевая, кварц-пиритовая, пирит-халькопиритовая, полиметаллическая, баритовая, гипс-ангидритовая и кварц-карбонатная стадии минерализации. В распределении продуктов этих стадий устанавливается определенная вертикальная зональность, выраженная в преимуществе развития барит-полиметаллических руд на верхних горизонтах. Кроме основных комплексов (Cu, Pb, Zn) руды Алавердского месторождения представляют интерес также в отношении благородных и редких элементов (Au, Ag, Se, Te, Bi, Cd, Zn).

Шамлугское месторождение меди расположено на северо-восточном крыле Алавердской брахиантиклинали, осложненной разрывными нарушениями различных направлений. Основное, известное к настоящему времени, промышленное оруденение сконцентрировано между притоками р. Буагакар (на западе) и р. Охнацахпур (на востоке). Рудное поле включает участки Бендик, Анкасар, Меркасар, Ераванк, Мазлум, Сангляр и др.

Стратиграфический разрез рудного поля Шамлугского месторождения (рис. 18) представлен вулканогенными и осадочными породами ниже(?)—средне-верхнеюрского возраста общей мощностью 1,2—1,3 км. Основу стратиграфического разреза слагают андезитовые, андезито-базальтовые порфириды, видимой мощностью 400—450 м (дебедская свита). Возраст их определяется как нижняя(?)—средняя юра. Они обнажаются в южной части месторождения в лежащем боку Шамлугского широтного разлома по обоим склонам долины р. Ераванк. Вся толща имеет падение на север под углом 10—30°. Подвергнуты они хлоритизации, карбонатизации, редко встречаются эпидотизированные участки. При этом хлоритизации подвергнута основная масса, а карбонатизации—вкрапленники плагиоклаза.

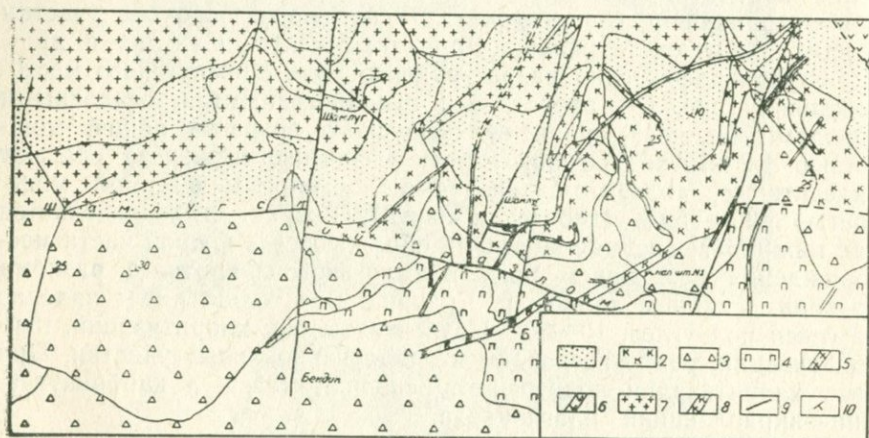
На породы дебедской свиты согласно налегают пирокластические образования кошабердской свиты, представленные пепловыми туфами, туфобрекчиями дацитового, андезито-дацитового и андезитового состава, с подчиненным количеством лав андезитов и дацитов. Мощность их колеблется в пределах 300—450 м, увеличиваясь к югу у высоты Воскесар и к западу. Обнажаются эти образования в южной части Шамлугского месторождения, подвергнуты хлоритизации, карбонатизации, отдельные пустоты заполнены халцедоном, иногда хлоритом. В наиболее сильно измененных разностях преобладают процессы окварцевания и серицитизации.

Выше по разрезу следуют кварцевые кератофиры общей мощностью 100—120 м. Возраст их определяется как нижняя(?) -средняя юра. Они здесь обнажаются севернее выходов пирокластических туфов в руслах рр. Бугакар, Шамлуг, Хараба, Охнац-ахпюр. Для слабоизмененных кварцевых кератофиров характерна карбонатизация, развивающаяся по основной массе и вкрапленникам плагиноклаза, хлоритизация, окварцевание, серицитизация.

На кварцевые кератофиры трансгрессивно налегают известняки и песчаные известняки верхнего байоса, обнажающиеся в ущелье р. Бугакар, на левом склоне ущелья р. Шамлуг, в ущелье р. Хараба, на водораздельной части рр. Хараба-Охнац-ахпюр до с. Верхняя Ахтала.

Наибольшим распространением здесь пользуются песчаники и туфопесчаники келловея, занимающие 1/3 часть всей площади месторождения.

Большое распространение в рудном поле Шамлугского место-



по линии А-Б

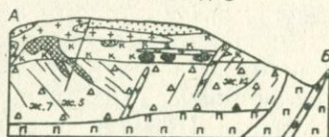


Рис. 18. Геологическая карта Шамлугского месторождения меди (по А. З. Алтунян): 1—туфобрекчии и пирокласты (кошабердская свита), 2—кварцевые кератофиры, 3—песчаники и песчаные известняки (верхний байос-келловей), 4—альбитофиры, 5—рудные тела.

рождения (рис. 19) имеют субвулканические и жильные породы разного состава (от кислых до основных), со следующей последовательностью внедрения: кварцевые кератофиры, альбитофиры, диабазовые порфириты, кварцевые диорит-порфириты. Основным структурным элементом контроля оруденения является Шамлугский широтный разлом, падающий в северные румбы под углами $60-80^\circ$ и выраженный зоной интенсивно раздробленных, рассланцованных и гидротермально измененных пород. Мощность зоны от 20 до 150 м. Основное промышленное оруденение размещено в висячем боку разлома, в узле сопряжения северо-восточных нарушений с широтным. В локализации оруденения важное значение имеют северо-восточные, менес—северо-западные разрывы. В целом устанавливается мозаично-блоковое строение месторождения.

В южной части рудного поля, вдоль русла р. Ераванк, проходит крупное рудоконтролирующее нарушение сбросо-сдвигового характера близширотного (северо-западного) простирания с падением в северные румбы. Разлом прослеживается от участка

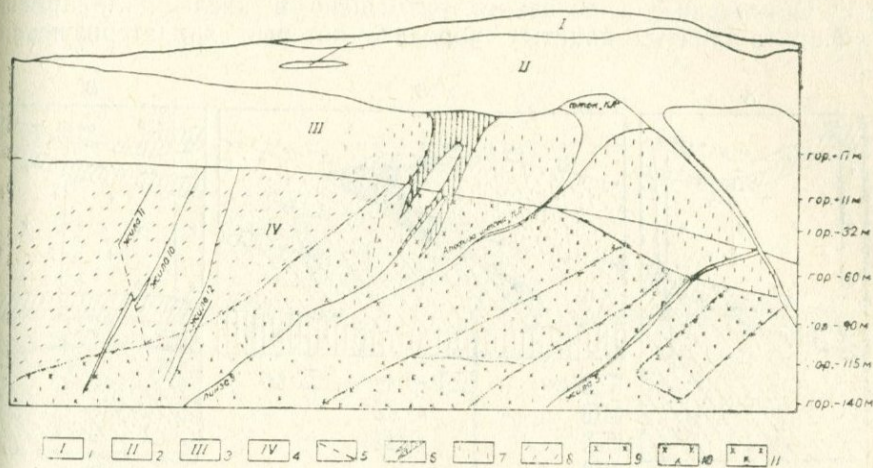


Рис. 19. Схематический геологический разрез центральной части Шамлугского месторождения с площадями развития гидротермально измененных пород: 1—туфогенные и полимиктовые песчаники, 2—алаверди-шамлугская свита (кератофиры, их туфы, вулканические брекчии и др.). 3—кошабердская свита (туфы, туфогенные брекчии андезитовых и дацитовых порфиритов), 4—альбитофиры, 5—разрывные нарушения, 6—рудные тела, 7—окварцованные породы, 8—серицит-кварцевые породы, 9—хлорит-серицит-кварцевые породы, 10—хлорит-карбонат-кварцевые породы с серицитом, 11—хлорит-карбонат-кварцевые породы.

Туджур (на западе) до устья р. Охнац-ахпюр (на востоке). Вертикальная амплитуда смещения по Шамлугскому разлому составляет 180—200 м. Вдоль разлома породы интенсивно гидротермально изменены, окварцованы, серицитизированы, местами содержат оруденение. Основные промышленные руды приурочены к висячему боку упомянутого разлома, к сопряженным крутопадающим трещинам широтного и близширотного простираний.

Разрывные нарушения и жильно-магматические породы рудное поле разделяют на три основных блока, вытянутых в северо-восточном направлении. По границам блоков проходят крутопадающие дайки северо-восточного простирания. Важную роль играют также крутопадающие разрывные нарушения близширотного и близмеридионального простираний. Шамлугский разлом в нескольких местах смещается по северо-восточным нарушениям.

Наиболее богатые рудные тела сконцентрированы в западных частях отдельных блоков, под лежачими боками даек альбитофиров и диабазовых порфиритов. Отмеченная закономерность относится к рудным телам жильной формы (рис. 20).

Оруденение, в основном, размещено в кислых (липариты, липарито-дациты, дациты) породах, которые характеризуются

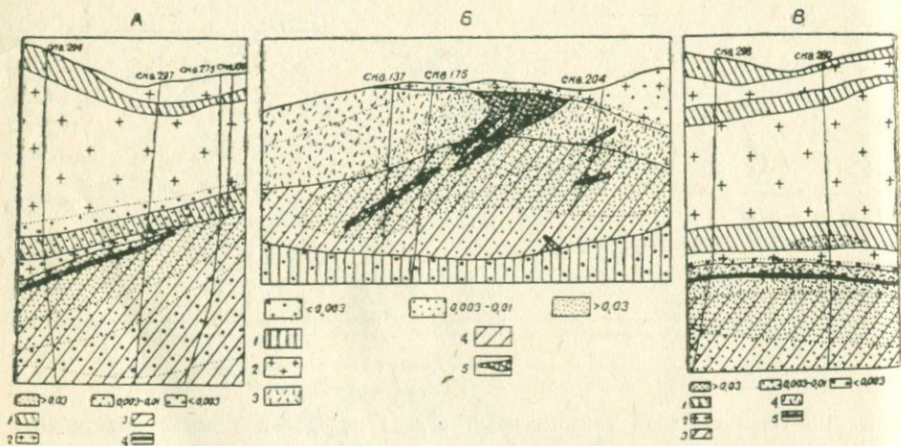


Рис. 20. Ореолы рассеяния: а) свинца (1—песчаники, 2—альбитофиры, 3—туфобрекчии, 4—рудное тело); б) меди (1—андезитовые порфириты, 2—альбитофиры, 3—кварцевые, кератофиры, 4—туфобрекчии, 5—рудные тела); в) цинка (1—песчаники, 2—альбитофиры, 3—туфобрекчии и пирокласты, 4—кварцевые кератофиры, 5—рудное тело). Шамлугское месторождение (по Св. С. Мкртчян).

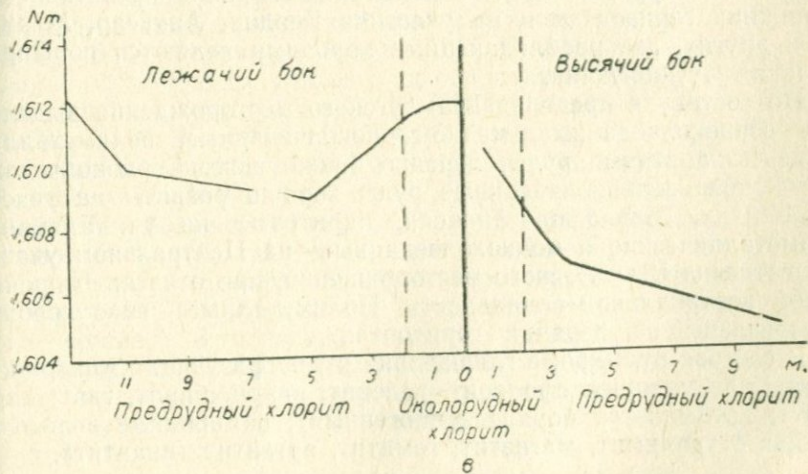
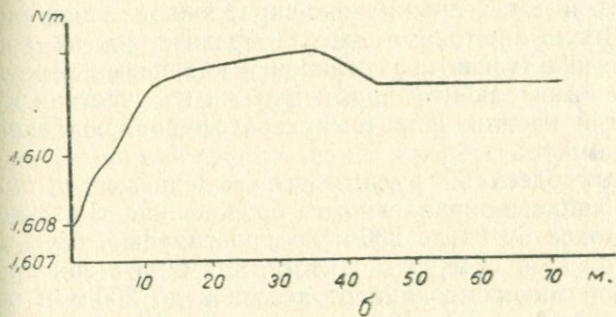
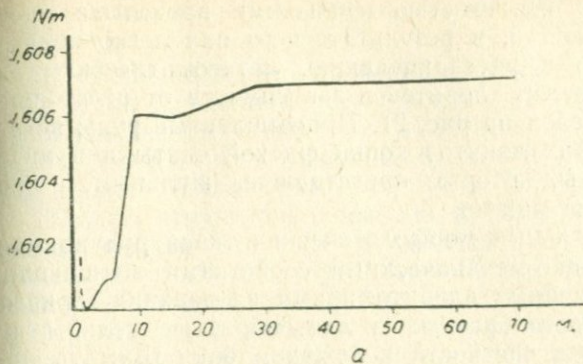


Рис. 21. Изменение Nm хлоритов в зависимости от расстояния от рудного тела Шамлугского месторождения: а) жила № 5 гор. 90 м, б) жила № 5-гор.—140 м, в) жила № 12 гор. 90 м.

высокой эффективной пористостью и низкими пределами прочности и упругости свойств, в результате чего они легко подвергаются раздроблению и рассланцеванию, метасоматическим замещениям. Изменение $N_{\text{п}}$ хлоритов в зависимости от расстояния от рудного тела приведен на рис. 21. Промышленные руды встречаются в пепловых туфах дацитов кошабердской свиты и в андезитах дебедской свиты, которые представлены жильным и прожилково-вкрапленным типами.

Образование различных морфологических типов руд во многом обусловлено физико-механическими свойствами вмещающих пород. Под экранирующими альбитофирами на верхних горизонтах образовались пластообразные и линзообразные тела, а на нижних горизонтах и в частности в лежащем боку Шамлугского нарушения, в порфиритах, при отсутствии экранирующих пород образовались жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Наиболее крупные штоки и линзы образовались на контакте пирокластических туфов, кератофиров и кварцевых кератофиров с экранирующими альбитофирами или же на участках куполовидных поднятий кровли кварцевых кератофиров, под экранирующими породами.

Среди известных здесь 60 рудных тел выделяются штоки, жилы и зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Размеры рудных тел для штоков от 30 до 200 м по простиранию, от 8 до 150 м по падению, от 7 до 12 м по мощности, для жил и зон прожилково-вкрапленной минерализации от десятков до 200 м и более по простиранию, от 3—4 м до 10 м по мощности. Жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации хорошо представлены на нижних горизонтах и на участках Бендик, Анкасар, Меркасар и других, где преобладающими породами являются порфириты и их туфобрекчии.

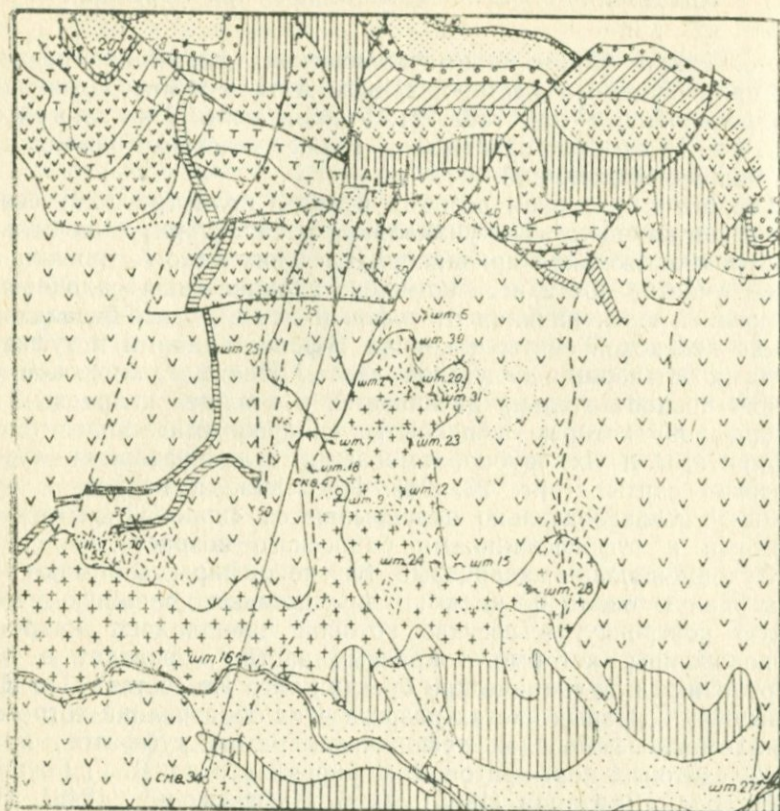
По составу в пределах Шамлугского месторождения выделяются серноколчеданные, медно-серноколчеданные, полиметаллические и баритовые руды, нередко также гипс. Серноколчеданные и медно-серноколчеданные руды хорошо развиты на участках Бендик, Меркасар, Анкасар, баритовые—на уч. Ераванк, полиметаллические и медноколчеданные—на Центральном участке собственно Шамлугского месторождения, при отчетливо проявленной вертикальной зональности. Полиметаллы и гипс хорошо представлены на верхних горизонтах.

В составе руд, кроме главнейших рудообразующих минералов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, кварц, барит, гипс, карбонат), встречаются борнит (гипогенный), самородные золото и серебро, тетрадимит, магнетит, гематит, аргентит (акантит).

Колчеданно-барито-полиметаллическая формация представлена промышленным месторождением Ахтала и многочисленными рудопроявлениями (см. табл. 2). Рудное поле Ахтальского месторождения охватывает также участок Тохмахкала и ряд мелких проявлений.

Геолого-структурная позиция рудного поля (рис. 22) своеобразная и в какой-то мере уникальная и характеризуется большой неоднородностью ряда признаков. В геологическом строении принимает участие почти весь комплекс вулканогенно-осадочных пород средней юры, начиная от туфов и лав андезито-базальтового состава дебедской свиты и кончая туфопесчаниками и туфоалевролитами алаверди-шамлугской свиты. Полиметаллическое оруденение предпочтительно развивается в «толще» кварцевых плагиопорфиров, которые перекрыты «покровными» андезитовыми порфиритами и их грубообломочными агломератовыми туфами дебедской свиты. (рис. 23, 24). Последние в верховьях ручья Назык-су последовательно перекрываются «красно-бурыми» порфиритами и туфопесчаниками байосского возраста.

Рудовмещающие кварцевые плагиопорфиры занимают площадь равную около 0,4 кв км. и представляют сложную куполовидную постройку, в составе которой преобладают кварцевые плагиопорфиры, которые в краевых частях переходят в туфы, экструзивные и вулканические брекчии того же состава. По Н. М. Чернышеву в разных частях разреза этих образований встречаются маломощные прослои туфоконгломератов, туффитов, потоки лав андезитовых порфиритов и их пирокластитов. В. Г. Грушевой (1935), Б. С. Вартанян (1965), К. Н. Паффенгольц (1948), Н. Р. Азарян (1963) и др. считают их основанием эффузивных юрских пород района, между тем И. Г. Магакьян (1947), А. Т. Асланян (1958), С. А. Зограбян (1965—1971) относят их к субвулканическим или же гиабиссальным интрузивным образованиям. Э. Г. Малхасян, П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышев (1959) на основании обобщения большого фактического материала пришли к заключению, что ахтальские кварцевые плагиопорфиры представляют собой комплекс субвулканических образований, сопровождающийся нормально-эффузивными и пирокластическими породами близкого состава. В строении выходов кварцевых плагиопорфиров (дацитов), по С. А. Зограбяну (1971), участвуют также их эксплозивные брекчии, с остроугольными, нередко округленными обломками, размеры которых колеблются от нескольких см до 20 см внутри дебедской свиты. По А. Т. Асланяну (1949, 1958), эти породы слагают гиабиссальное интрузивное тело, рвущее порфириты дебедской свиты (рис. 25, 26).



Разрез по линии А-А,

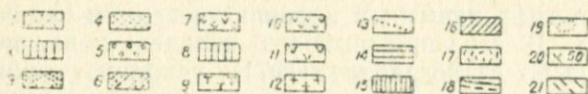
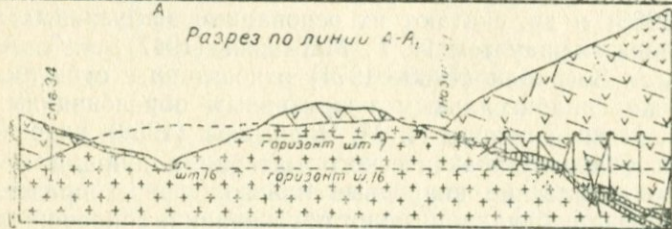


Рис. 22. Геологическая карта и разрез Ахталского месторождения (по М. Л. Лачиняну): 1—аллювиальные отложения, 2—базальты, 3—пелитовые песчаники, 4—светло-серые песчаники, 5—конгломераты, 6—туфопесчаники с пе-

Куполовидная структура Ахтальского месторождения вытянута в близширотном направлении. Межформационный контакт между кварцевыми плагиопорфирами и «покровными» порфиритами дебедской свиты представляет зону интенсивного расслаивания пород и обладает северным падением согласно с общим падением пород среднеюрского комплекса. В локализации оруденения, помимо этой структуры, важную роль играли разрывные нарушения различных направлений с преобладанием северо-восточных и северо-западных (Н. М. Чернышов, 1962), С. А. Зограбян, 1971). Важным структурным элементом является глав-

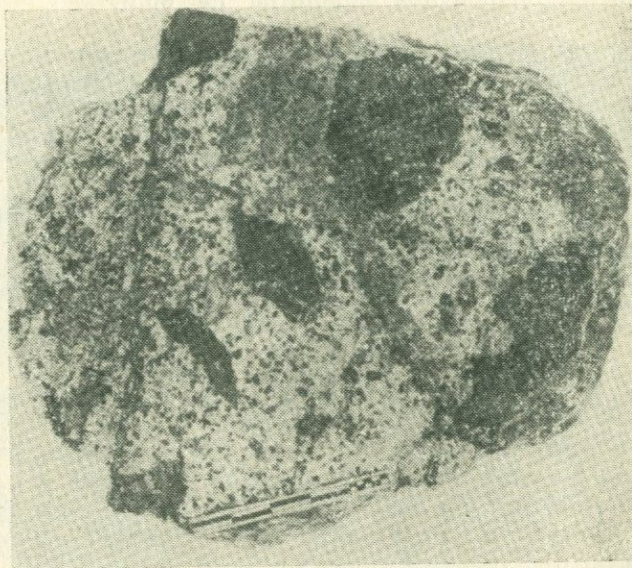


Рис. 23. Ксенолиты андезитов в липарито-даците. Штуф (Ахтальское м-е).

реслаивающимися порфиритами, 7—диабазовые мидалевидные порфириты, 8—микротуфокогломераты и туфопесчаники, 9—туфы, туффиты, 10—краснобурые порфириты, 11—порфириты, 12—кварцевые плагиопорфиры, 13—дайки диабазовых порфиритов, 14—дайки фельзит-порфиров, 15—рудные тела (только на разрезе), 16—дайки ортофировые, 17—гидротермально измененные породы, 18—разломы, установленные и предполагаемые, 19—контуры рудных тел, 20—элементы залегания пород, 21—направление слоистости и полосчатости пород (только на разрезе).

реслаивающимися порфиритами, 7—диабазовые мидалевидные порфириты, 8—микротуфокогломераты и туфопесчаники, 9—туфы, туффиты, 10—краснобурые порфириты, 11—порфириты, 12—кварцевые плагиопорфиры, 13—дайки диабазовых порфиритов, 14—дайки фельзит-порфиров, 15—рудные тела (только на разрезе), 16—дайки ортофировые, 17—гидротермально измененные породы, 18—разломы, установленные и предполагаемые, 19—контуры рудных тел, 20—элементы залегания пород, 21—направление слоистости и полосчатости пород (только на разрезе).

ный Ахталский разлом, который вскрыт на горизонте шт. 7 и прослеживается в близмеридиональном направлении ~3км. Этот разлом контролирует главные промышленные руды—линзы №№ 10, 11, (рис. 27). По этому разлому подвижки продолжались и в послерудный период и в результате по этой структуре западная часть месторождения сброшена на 80 м.



Рис. 24. Эксплозивная (инъекционная вулканическая) брекчия липарито-дацитов. Фото стенки выработки. Шт. 16, кв. 21.

Жильные породы основного и среднего состава в пределах месторождения имеют ограниченное распространение.

Гидротермально-метасоматические породы в рудном поле Ахталского месторождения имеют широкое распространение и образовались в дорудный, предрудный и рудный периоды формирования месторождения (Н. М. Чернышев, 1962; Э. М. Налбандян, 1968). Дорудный метасоматоз в вулканических породах джебдской свиты (рис. 28), представлен среднетемпературными пропиллитами, реже вторичными кварцитами, которые, по Н. М. Чернышову (1962), особенно часто встречаются на участках развития субвулканических и жильных пород

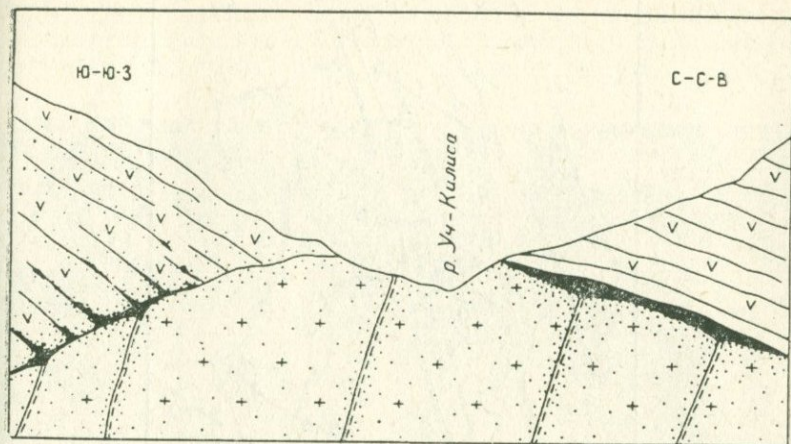


Рис. 25. Схематический геологический разрез через ущелье Уч-Килыса: 1—андезиты, андезито-базальты, 2—убогая прожилково-вкрапленная руда, 3—рудные тела, 4—липарито-дациты, 5—рудоконтролирующие разрывные нарушения, 6—слоистость пород (Ахтальское м-е).

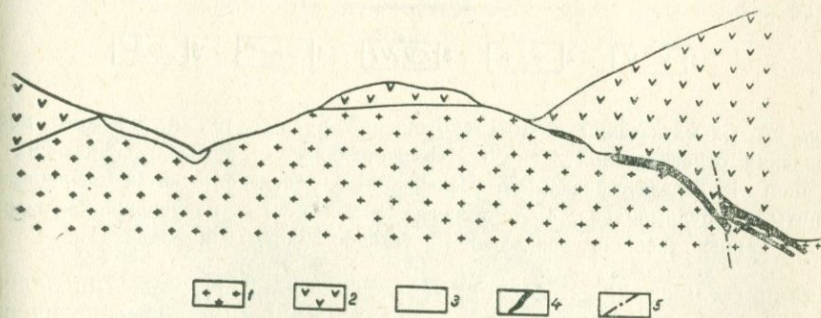


Рис. 26. Характерный геологический разрез Ахтальского месторождения: 1—кварцевые плагиопорфиры, 2—андезитовые порфиры, 3—аллювиально-делювиальные образования, 4—рудные тела, 5—разрывные нарушения.

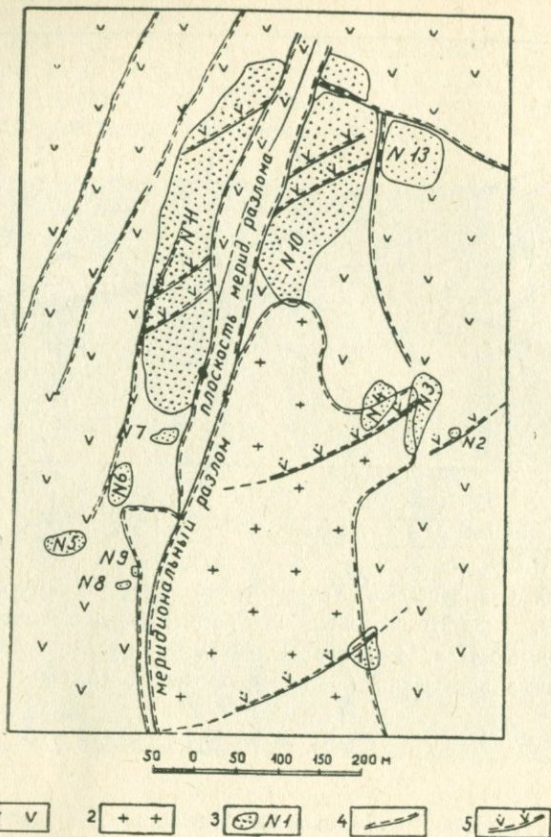


Рис. 27. Схематический план расположения рудных тел Ахталского месторождения относительно главного Меридионального разлома и оперяющих его трещин: 1—андезито-базальтовые порфиры дебедской свиты, 2—липарито-дациты, 3—рудные тела, 4—тектонические контакты и нарушения, 5—оперяющие трещины, заполненные габбро-диабазовыми дайками.

основного и среднего состава (рис. 29, 30, 31). Этот тип зелено-каменного изменения выражается различными парагенетическими ассоциациями, сложенными эпидотом, хлоритом, альбитом, иногда кварцем, карбонатами. По мере приближения к рудным телам эпидот замещается альбитом, затем кварцем или же кварцем вместе с серицитом (Н. М. Чернышов, 1962). Эта дорудная серднетемпературная, фумарольно-сульфаторная пропилитизация в рудовмещающих кварцевых плагиопорфирах выражена слабо.

Более низкотемпературные метасоматические породы предрудной и рудной стадий имеют отчетливый структурный контроль. Причем предрудная стадия изменения кислотного выщелачивания охватывает почти весь объем кварцевых плагнопорфиров и выра-



Рис. 28. Слоистость туфогенных образований среди андезито-базальтов дебедской свиты.

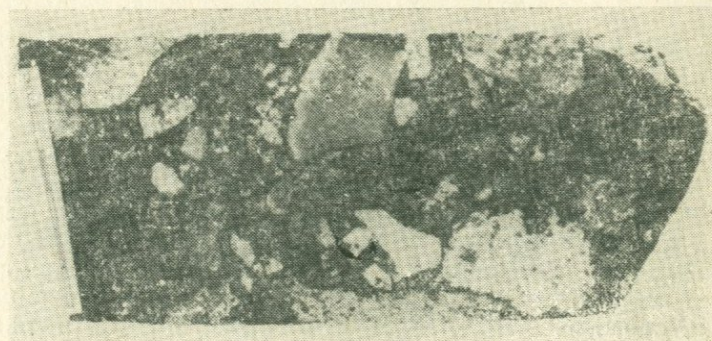


Рис. 29. Цементация тектонических брекчий метасоматитов массивной медной рудой. Штуф, ум. в 3 раза.

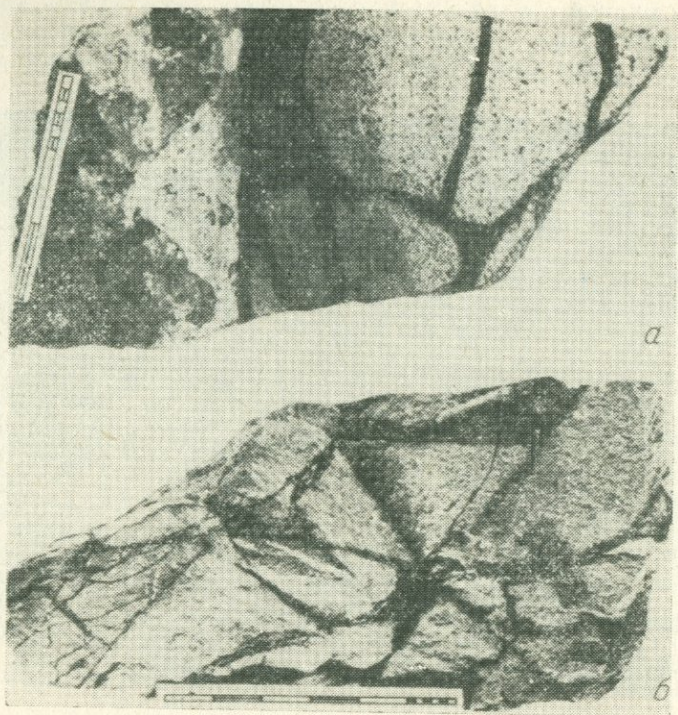


Рис. 30. а) призальбандовая дробленная часть габбро-диабазовой дайки, сцементированная сульфидной рудой. Штуф, натур. велич.; б) дробление габбро-диабазовой дайки и цементация с рудной массой.

жается широкими полями кварц-серицитовых метасоматитов (калийевый метасоматоз) и узкими монокварцевыми зонами. Последние особенно широко развиты в околорудных породах центральной части месторождения и состоят из 90% мелкозернистого кварца, реже серицита, диккита и пиррофиллита. В вулканических породах дебедской свиты этот тип метасоматических пород также отчетливо контролируется трещинной тектоникой, но выражен гораздо менее интенсивно. От трещин и дальше наблюдается последовательное замещение следующих формаций: кварц-серицитовая, кварц-серицит-хлоритовая, кварц-карбонат-хлоритовая (Н. М. Чернышов, 1962). Метасоматические породы рудной стадии имеют ограниченное распространение и локально развиваются вдоль зальбандов рудных тел, представленных узкими полосками хлорита, серицита, барита.

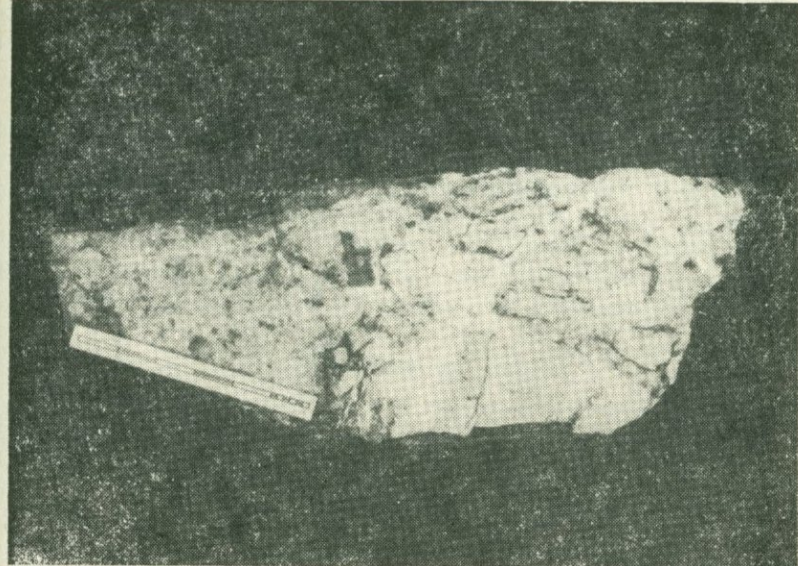


Рис. 31. Обесцвеченные брекчии габбро-диабазовой дайки, сцементированные кварц-барит-карбонатной массой. Кв. № 1, РЭШ № 5, штуф, ум. в 4 раза.

Геолого-структурные особенности Ахтальского месторождения определяются его приуроченностью к северо-восточному пологопадающему крылу Алавердской брахиантиклинальной складки северо-западного простирания, чем и обусловлено однообразное моноклинальное падение пород месторождения на северо-восток под углами $10-30^\circ$. Согласно С. А. Зограбяну (1971), в структуре месторождения и в локализации барито-полиметаллических руд значительную роль играло куполовидное тело дацитов, морфология контакта которых весьма своеобразна и обусловлена наличием многочисленных мелких выпуклостей и вогнутостей II и III порядков, осложняющих общую куполообразную форму кровли этих пород.

Важную роль в структуре рудного поля Ахтальского месторождения играют крутопадающие разрывные нарушения близ меридионального (северо-западного и северо-восточного), менее близширотного направлений, разбивающие площадь месторождения на ряд ступенчато расположенных блоков, вытянутых в СВ-ЮЗ направлении.

Крупнейшим и наиболее детально изученным является так называемый Меридиональный разлом—шарнирный сбросо-сдвиг, который проходит в центральной части месторождения. Это нарушение прослежено по простирацию более 1 км и по падению на 450—500 м, простираение СВ 10—15°, падение на СЗ 75—80°.

Оруденение представлено линзобразными, гнездообразными, лентообразными телами и реже—зонами, приуроченными преимущественно к межформационному контакту кварцевых плагио-порфиров и экранирующих андезитовых порфиров (рис. 32, 33, 34). В настоящее время здесь выявлено 13 рудных линз и гнезд: наиболее крупные из них линзы №№ 10 и 11 обладают размерами 350—500 м по падению, 80—100 м по простирацию и 8—12 м по

Разрез по линзе N3

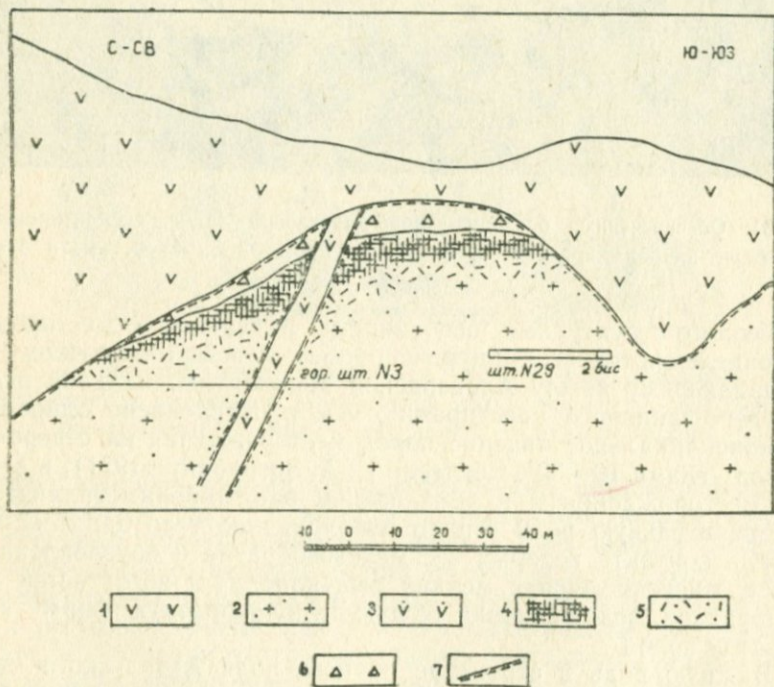


Рис. 32. Взаимоотношение даек, метасоматитов и оруденения: 1—андезиты, андезито-базальты, 2—кварц-серицитовые породы, 3—габбро-диабазовая дай-ка, 4—массивная полиметаллическая руда, 5—прожилково-вкрапленная руда, 6—барит, 7—тектонический контакт (Ахтальское м-е).

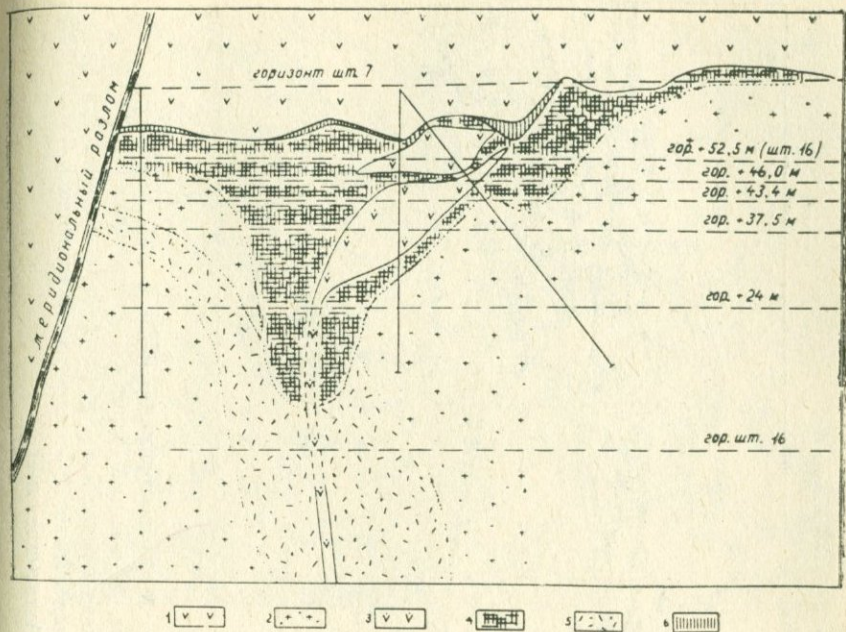


Рис. 33. Взаимоотношение даек, метасоматитов и оруденения: 1—андезито-базальты, 2—кварц-серпичитовые породы, 3—дайка габбро-диабазы, 4—массивная полиметаллическая руда, 5—прожилково-вкрапленная руда, 6—барит, 7—тектонический контакт (Ахталское м-е).

мощности. Простирание их близширотное, падение—северное под углом 35—55°.

Непосредственно под лежащим боком «покровных» порфириров располагаются линзообразные скопления плотного, мелкозернистого серого и красно-бурого барита, далее, с четкими, но прихотливыми контактами следует полоса массивных мелкозернистых полиметаллических руд мощностью 3—5 см, которая вглубь по разрезу постепенно переходит в прожилково-вкрапленную зону мощностью до 20 м.

Оруденение развивалось многостадийно, но в большинстве случаев продукты этих стадий телескопированы, что затрудняет селективное исследование их признаков (рис. 35, 36, 37) В. О. Пароникяном (1962) выделены: пиритовая, пирит-халькопиритовая, полиметаллическая, борнит-теннантитовая, баритовая, карбонатная парагенетические ассоциации, которые с различными коли-

Горизонт +52,5 м (шт 16), рудное тело N 10

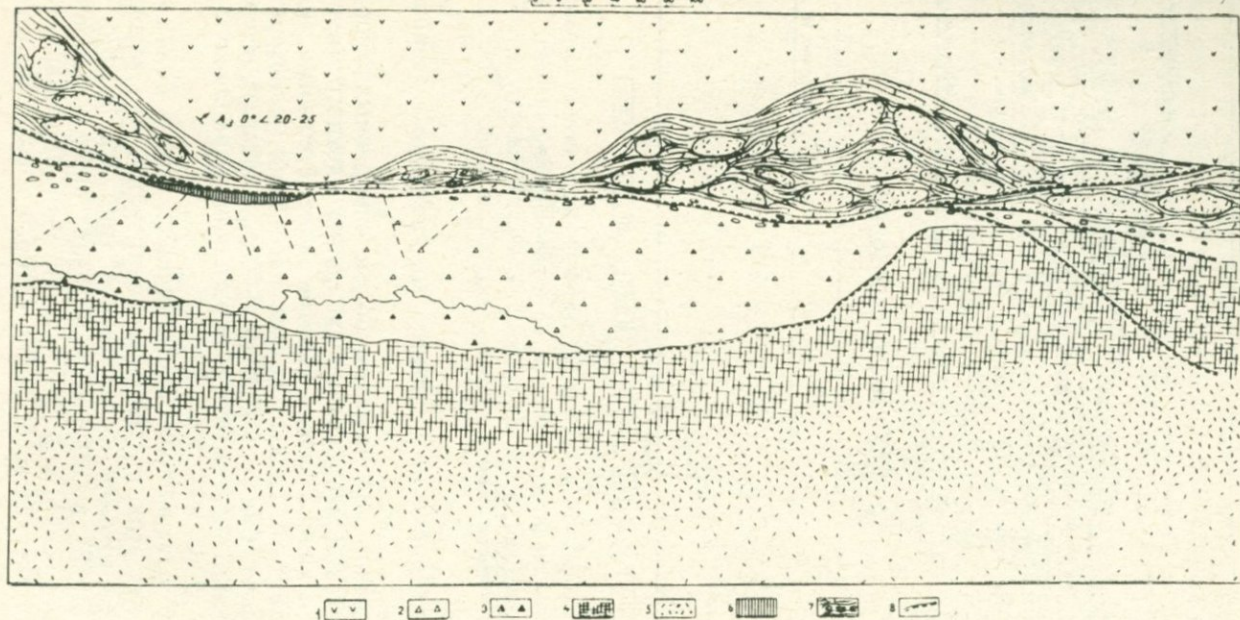


Рис. 34. Строение части рудного тела № 10 на горизонте +52,5 м (шт. 16):
 1—андезито-базальты, 2—серый барит, 3—красный барит, 4—массивная полиметаллическая руда, 5—прожилково-вкрапленная руда, 6—маломощная залежь халькопирита, 7—тектоническая глина, 8—тектонические трещины и контакты (Ахтальское м-е),

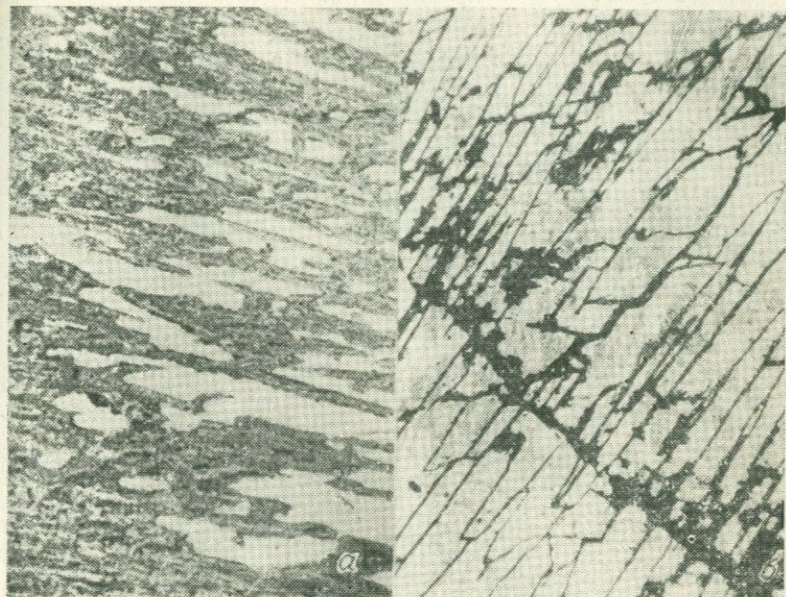


Рис. 35. а) Реликты корродированных гематитом (серое) радиально-лучистых агрегатов пиритовой почки (белое), б) петельчатая текстура проникновения гематита по концентрическим и радиально-лучистым трещинкам почковидного пирита. Полир. шлифы $\times 28$.

чественными соотношениями характерны для всех колчеданных рудных полей рассматриваемого рудного района. На Ахталском месторождений из перечисленных промышленное значение имеют продукты полиметаллической и баритовой стадий, роль остальных—незначительная. Пиритовая ассоциация представлена небольшими гнездами и прожилками, которые обычно интенсивно разъедаются и цементируются более поздними минеральными ассоциациями.

Пирит-халькопиритовая ассоциация также имеет ограниченное развитие, небольшие гнезда и маломощные прожилки отмечались на гор. 18 шт. 16, в лежащем боку полиметаллической линзы.

Полиметаллическая ассоциация имеет широкое распространение и образует линзообразные, лентообразные, гнездообразные скопления. Минеральный состав—сфалерит, галенит, халькопирит,

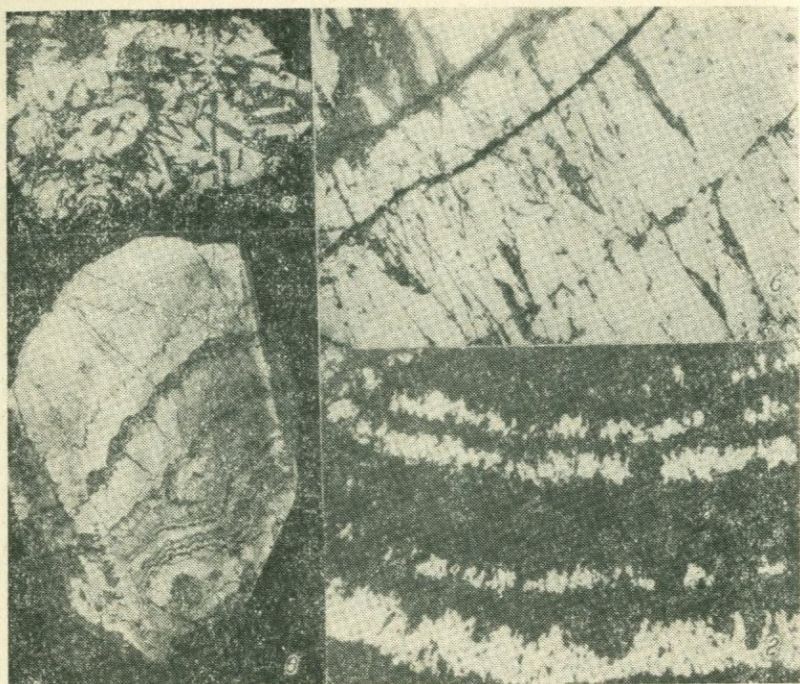


Рис. 36. а) Замещение шестоватых кристаллов барита (серое) почковидным пиритом (белое). Полир. штуф, $\times 1,5$; б) барит (черное) и гематит (серое), проникающие в почковидный пирит (белое) вдоль concentрических зон и радиально-лучистых агрегатов. Полир. шлиф. $\times 25$; в) барит (белое), проникающий вдоль concentрических зон пиритовой почки и замещающий ее. Прозр. шлиф, $\times 36$, при одном николе; г) проникновение раннего барита (темное) вдоль трещинок усыхания и concentрических зон почковидного пирита. Полир. штуф, натур. вел. (Ахтальское м-е).

пирит, теннантит. Жильные минералы представлены кварцем и баритом.

Руды борнит-теннантитовой ассоциации образуют небольшие (размером до 50—5 см) гнездообразные и жилообразные скопления на границе между полиметаллической рудой с баритом (штрек 12 гор. шт. 16 и штрек 8 и 12 гор.+24 и гор.+8,4 м шт. 16 и др.). Руды эти обладают сложным минеральным составом. Помимо барита, сфалерита, галенита, халькопирита, пирита и блеклой руды в значительном количестве (до 10—15%) присутствуют

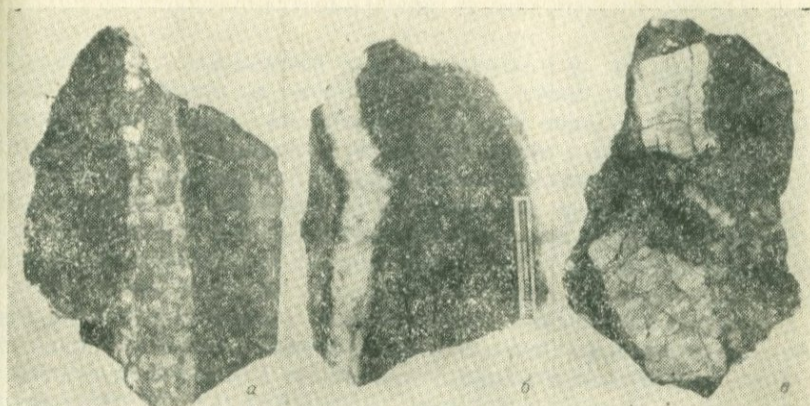


Рис. 37. а) Полиметаллический прожилок пересекает ранний красный барит. Полир. штуф, 1/2 натур. вел., б) полиметаллическая руда пересекается прожилком позднего белого барита. Штуф. в) обломки почковидных агрегатов пирита (белое), сцементированные ранним красным баритом (темно-серое). Полированный штуф, 1/2 натур. вел. (Ахтальское м-е).

штроейерит, акантит, ялпаит, стефанит, миллерит, самородное серебро, электрум, реньерит, германит и др. (Э. А. Хачатурян, А. А. Коджоян, 1960; А. И. Карапетян, 1961, В. О. Пароникян, 1962 и др.). Эти руды в целом богаты серебром (до 10—15 усл. ед), золотом (до 1 усл. ед), германием (0,1 усл. ед).

В рудах месторождения отмечаются бариты по крайней мере трех генераций*: I полиметаллической ассоциации, II баритовой стадий, III послерудной, представленной маломощными прожилками (крупнозернистый, таблитчатый) среди баритовой и полиметаллической линз. Барит II генерации образует линзообразные скопления, имеющие промышленное значение. В этом барите присутствуют редкие примеси почти всех сульфидных минералов месторождения и, в особенности, колломорфного пирита.

* С. А. Зограбян (1971) выделяет ранний и поздний барит, которые резко отличаются по химизму, окраске, текстурно-структурным особенностям, морфологическим признакам, условиям залегания, масштабам проявления. Ранний барит образуется после серноколчеданной, но до полиметаллической стадии и по его мнению свидетельствует о разорванности во времени серноколчеданного и полиметаллического оруденения.

Ангидрит-гипсовая ассоциация, столь характерная для медноколчеданных рудных полей, здесь имеет ограниченное распространение.

Главнейшими рудообразующими элементами Ахталского месторождения являются цинк, свинец и медь с преобладанием цинка над свинцом, а последнего—над медью при среднем значении их весовых соотношений 3:1,7:1. Кроме того, в рудах Ахталы присутствует большое количество ценных элементов примесей, в том числе Ag, Au, Se, Te, Cd, Ge, Ga, а также Mo, As. Концентрация многих из этих элементов достигает максимума в полиметаллической и, особенно, борнит-теннантитовой ассоциациях.

Для руд Ахталского типа важной геохимической характеристикой является наличие высоких положительных корреляционных связей, как между главными, так и главными-второстепенными-редкими рудообразующими элементами (В. О. Пароникян, 1963, 1969). Коэффициент корреляции между содержаниями свинца и цинка составляет 10,74, а между медью и цинком 0,66. Для эталонного прогнозирования важны также следующие геохимические характеристики:

—повышенное содержание молибдена (до 0,05%) в халькопирите, блеклой руде, борните;

—повышенное содержание германия (до 0,003 усл. ед.) в сфалерите и блеклой руде;

—повышенное содержание галлия в сфалерите;

—низкие концентрации висмута, теллура, индия, ртути в главных рудообразующих минералах.

Таким образом, для колчеданно-барито-полиметаллической формации можно выделить следующие главные признаки для эталонного прогнозирования аналогичных объектов:

—наличие по литологическому и петрографическому составу разнообразных пород всего ниже-среднеюрского комплекса, начиная от вулканических образований дебедской свиты и кончая туфоосадочными породами алаверди-шамлугской свиты;

—наличие вулканических и субвулканических аппаратов кварцевых плагиопорфиров с разнообразными фациями пород, которые одновременно являются главными рудовмещающими;

—ограниченное распространение пород жильного комплекса основного и среднего состава;

—наличие куполовидной брахиантиклинальной структуры и межформационных контактов пород;

—наличие крупного разлома близмеридионального простирания в сочетании с более мелкими разрывными нарушениями, главным образом, северо-восточного и северо-западного простирания;

—широкое развитие околорудных калиевых метасоматитов стадии кислотного выщелачивания, представленных полями кварц-серицитовой и меньше монокварцитовой фаций;

—многостадийный характер рудообразования при резком преобладании полиметаллической и баритовой ассоциаций;

—относительно простой минеральный состав руд главной (полиметаллической) стадии минерализации;

—мелкозернистое строение руд, широкое распространение коллоидных структур, в особенности, у пирита;

—наличие высоких положительных корреляционных связей между содержаниями главных компонентов—Zn-Pb-Cu ($r > 0,5$), а также главных и геохимически связанных с ними второстепенных и редких элементов;

—повышенные содержания молибдена в халькопирите, блеклой руде, борните, Ge и Ga—в сфалерите и блеклой руде, низкие содержания в рудах Bi, Hg, Sn.

Медно-молибденовая формация

Представлена промышленным месторождением Техут, рядом небольших рудопроявлений (табл. 2). В геологическом строении рудного поля Техутского месторождения, согласно А. Т. Асланяну и др. (1980), принимают участие среднеюрские андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, дациты, их туфы, туфобрекчии; верхнеюрские туфопесчаники, известковые песчаники, песчано-глинистые сланцы, конгломераты, андезито-базальты, их туфобрекчии; меловые витрокластические туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, пелитоморфные известняки и мергели с прослоями туфов (к востоку от месторождения).

Вмещающий промышленное оруденение Кохб-Шнохский интрузив представляет собой полифазное, полифациальное образование, сложенное в основном биотит-роговообманковыми тоналитами и кварцевыми диоритами, редко гранодиоритами и диоритами, которые слагают первую фазу. Вторая фаза представлена лейкократовыми мелкозернистыми гранитами, приуроченными к эндоконтактовым частям массива. В составе жильных пород участвуют аплиты, плагиоаплиты, пегматиты, граниты, плагиограниты, а также штокообразные тела диорит-порфиритов, которые особенно широко развиты в пределах самого рудного поля. Основные рудовмещающие породы—тоналиты и кварцевые диориты, диорит-порфириты подвергнуты пиритизации, окварцеванию и серицитизации.

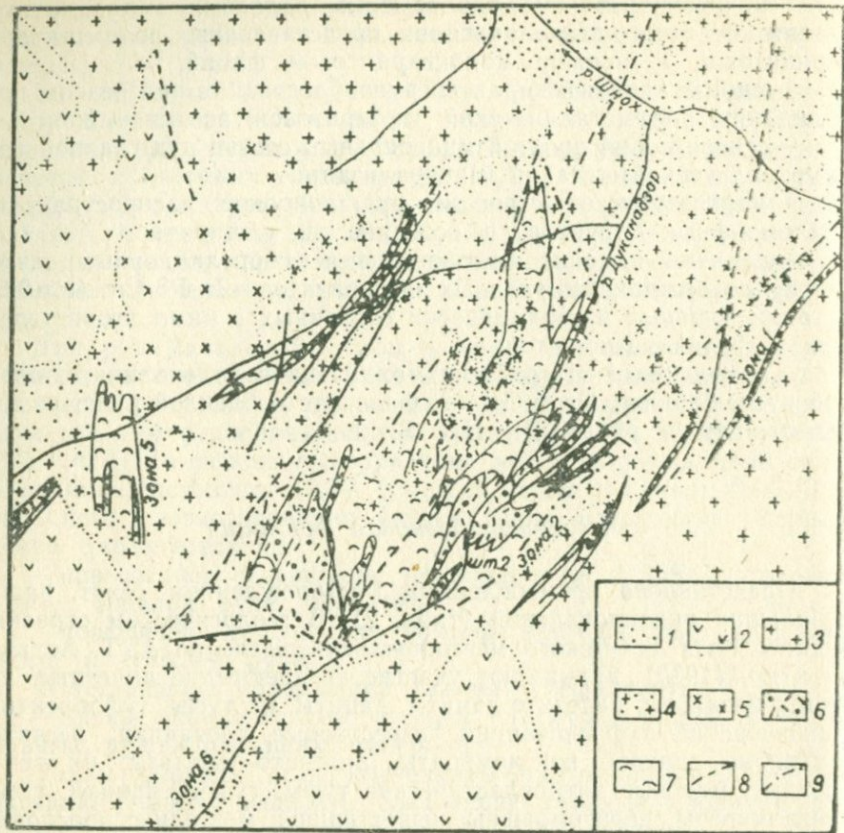


Рис. 38. Схематическая геологическая карта Техутского медно-молибденового месторождения: 1—аллювиально-делювиальные отложения, 2—эпидотизированные андезитовые и базальтовые порфиры и их туфы, 3—кварцевые диориты, диориты и гранодиориты, 4—кварцевые диориты, гидротермально измененные, 5—диорит-порфиры (штоки, дайки), 6—участки с интенсивной минерализацией, 7—участки со слабой минерализацией, 8—разрывные нарушения, 9—контуры штокверка.

Оруденение представлено штокверковыми зонами, вытянутыми в северо-восточном направлении (рис. 38). Внутри штокверка выделяются вкрапленный, прожилковый и прожилково-вкрапленный типы минерализации, а также жилы и брекчиевидные руды. Распределение оруденения неравномерное, минерализован-

ные участки в виде полос чередуются зонами слабой минерализации. Устанавливается приуроченность богатого оруденения главным образом к контактовым зонам кварцевых диоритов, со штоком диорит порфиритов, и к апикальным частям интрузивного массива. Убогая минерализация охватывает также диорит-порфириты, андезитовые и андезито-базальтовые порфириты экзо-контакта интрузии.

В локализации оруденения важное значение имели разрывные нарушения, среди которых преобладают структуры северо-восточного простирания.

Г. О. Пиджян, Ш. О. Амирян и А. С. Фарамазян (1979) выделяют восемь стадий минерализации: кварцевая (безрудная), кварц-пиритовая (с молибденитом), кварц-молибденитовая, ангидритовая, кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-сфалеритовая, кварц-карбонатная и гипсовая. По М. С. Акопяну, Р. Л. Мелконяну и В. О. Пароникяну (1982) достаточно четко выделяются две продуктивные парагенетические ассоциации: кварц-сульфидная и более поздняя—ангидрит-гипс-сульфидная. Кроме отмеченных рудообразующих минералов в составе руд участвуют также пирротин, энаргит, теннантит, тетраэдрит, висмутин, галенит, борнит, магнетит, шеелит и др. минералы.

Важнейшими компонентами руд являются Cu и Mo, в качестве ценных примесей выступают: Re, Se, Te, Au, Ag, Bi. В молибденитовых концентратах накапливаются Re, Se, Te, Bi, а в медных—Se, Te, Bi, Au, Ag.

Мнения исследователей по вопросу генезиса и формационной принадлежности месторождения существенно расходятся. В. Б. Сейранян и С. Ш. Саркисян (1977) оруденение считают близповерхностным вулканическим, связанным с выделяемой ими дацит-липаритовой ассоциацией пород неокомского возраста. А. Т. Асламян и др. (1980) считают, что месторождение пространственно и парагенетически связано с Шнох-Кохбским интрузивом и сформировалось на умеренных глубинах. При этом отмечается однотипность Техутского месторождения с Каджаранским, Агаракским, Дастакертским. По мнению Р. Л. Мелконяна (1981), М. С. Акопяна и др. (1982), Техутское месторождение является представителем нового для Малого Кавказа типа медно-молибденовых месторождений диорит-тоналитовой модели, четко отличающихся по геолого-тектоническим условиям образования, особенностям вещественного состава от известных месторождений монцитит-гранодиоритовой модели.

Определенное сходство вещественного состава руд и геологических условий образования Техутского месторождения с некоторыми медно-молибденовыми месторождениями складчатой

зоны Армении (Дастакерт, Анкаван и др.) дает основание их отнести к единой медно-молибденовой рудной формации, для которой характерны значительный диапазон колебания состава второстепенных парагенетических ассоциаций минералов и ассоциирующих с ними интрузивных пород. Учитывая возраст интрузивных пород (доверхнеконьякский по данным геологических наблюдений, неокомский— 133 ± 8 млн. лет по данным радиологических исследований), можно считать, что возраст Техутского месторождения сходный с возрастом раннего этапа Анкаванского медно-молибденового месторождения (132 ± 6 млн. лет) и является более древним, чем месторождения медно-молибденовой формации Зангезура.

Формации железных руд

Принадлежат к скарновым и плутоногенно-гидротермальным генетическим группам. Они приурочены главным образом к экзо- и эндоконтактам гранитоидных интрузий. Представлены линзовидными, жилковидными и гнездовидными телами. В составе руд участвуют магнетит, гематит, нередко пирит, халькопирит, эпидот, хлориты, кварц, карбонаты и другие минералы.

Формации баритовых руд

Относятся как к плутоногенным, так и вулканогенным генетическим группам. В жилах и прожилках в ассоциации с баритом встречаются кварц и карбонаты, а нередко также пирит и халькопирит.

Формация ртутных руд (киноварная формация)

Проявлена слабо. Она представлена небольшими рудопроявлениями киновари в ассоциации с пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, сфалеритом, карбонатами, которые образуют небольшие жилы и зоны брекчированных пород с прожилково-вкрапленным оруденением. Генезис руд гидротермальный, средне-низкотемпературный, малых глубин.

Золоторудные формации

На рассматриваемой территории золоторудные месторождения и рудопроявления принадлежат главным образом к вулканогенной генетической группе, значительное развитие имеют рудо-

проявления плутоногенно-гидротермальных золоторудных формаций (табл. 2). Наиболее интересно проявлена убогосульфидная золоторудная формация, представленная Марцигетским месторождением, в рудном поле которого широко развиты разнообразные по морфологическим и петрографическим особенностям субвулканические и дайковые породы, а также некки и жерловые постройки среднеэоценовых вулканических пород. На правом борту р. Марц они образуют дайковую полосу, которая прослеживается в северо-западном направлении до Дзагидзорского рудного поля и трассирует разломную зону глубокого залегания. Эти дайки—субвулканические тела и жерловые постройки являются важными элементами в контроле размещения золото-сульфидного оруденения. Среди них преобладают плагиоклазовые порфириды андезит-базальтового состава и микропорфировые диабазы.

Согласно радиологическим исследованиям (Г. Б. Багдасарян, В. О. Пароникян, 1978) первый комплекс вулканических пород, вместе с вышеупомянутыми субвулканическими и дайковыми образованиями, относится к среднему эоцену (абсолютный возраст—48—58 млн. лет), а второй комплекс субщелочных пород—к верхнему эоцену (40—46 млн. лет).

Рудоносная полоса Марцигетского рудного поля прослеживается на правом борту р. Марц с юго-востока (уч. Папни-талиджур) к северо-западу на протяжении 8 км среди пород первого комплекса. Эта линейная северо-западная зона контролируется, помимо вышеотмеченной дайковой полосы, также и региональным Марцигетским (или же Марц-Овандаринским, по Б. С. Вартапетяну, 1965) разломом северо-западного простирания, который фиксируется вдоль р. Марц широким развитием гидротермальных метасоматических пород—аргиллизитов.

В рудном поле наибольшее развитие имеют кварц-карбонат-сульфидные жилы; на участках Марц и Папни-талиджур установлено также несколько рудоносных зон мощностью 5—15 м протяженностью до 2 км. Небольшая концентрация рудных жил отмечается на участке Правашен-Будагидзор (20 жил). Длина отдельных жил доходит до 200—300 м при средней мощности 0,6 м. Суммарная длина разведанных подземными выработками жил по участкам Марц и Правашен-Будагидзор составляет 1 км. Жилы и зоны обладают северо-восточным, реже—юго-западным и северо-западным простиранием, с крутыми углами падений. Наиболее часто приурочены они к приконтактовым частям даек и вулканогенных пород.

В пределах Марцигетского рудного поля оруденение представлено несколькими парагенетическими ассоциациями. Главная масса руды представлена кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой

минерализацией, которая повсеместно сечется, разъедается и цементируется более поздней кальцит-анкеритовой (с кварцем или без него) ассоциацией. Относительно более высокотемпературные парагенезисы слагают медно-гематитовый, медно-цинковый и медно-серноколчеданный типы руд.

В свинцово-цинковых рудах отношение $Zn:Pb$ составляет 2:1, а содержание меди доходит в некоторых жилах до 0,3—1,0%. Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, в подчиненном количестве встречаются халькопирит и пирит, редко отмечаются блеклая руда, самородное золото и серебро. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом (анкерит, доломит и кальцит) и реже баритом. В целом, руды Марцигетской группы месторождений по вещественному составу можно отнести к убогосульфидной золоторудной формации, характеризующейся низкими содержаниями побочных компонентов—меди, сурьмы, мышьяка, серебра, висмута, галлия, германия, селена, теллура и др.

Золото представлено самородными частицами (размером до 0,1 мм в поперечниках), рассеянными в полях сульфидных и жильных минералов. В рудах оно расположено крайне неравномерно, согласно нашим подсчетам 10—15% протяженности рудных жил обладают кондиционными содержаниями золота. Серебряно-золотое отношение в рудах рассматриваемой формации, аналогично многим другим золотоносным объектам, низкое и варьирует в узком пределе 2,4—14,3:1.

В структурно-геологическом отношении северо-западным продолжением общей Марц-Дзагидзорской зоны является Дзагидзорское рудное поле, где оруденение рассеяно на большой площади. Оруденение здесь контролируется региональным Марц-Овандаринским разломом, который здесь сопровождается мощной зоной гидротермально измененных пород-кварцитов и огнеупорных глин.

Жилы и зоны с золото-сульфидным оруденением имеют в основном северо-западное простираение и крутые (60—70%) северо-восточные падения. Встречаются следующие парагенетические ассоциации: пирит-халькопиритовая, кварц-халькопирит-гематитовая и безрудная карбонатная. Золотоносными являются первые две ассоциации. Медно-колчеданный тип вскрыт на горизонте шт. 4 (1 ассоциация) и состоит из халькопирита, пирита, энаргита, редко встречаются галенит, сфалерит, блеклая руда, пирротин, алтаит и самородное золото. Содержание золота здесь доходит на отдельных участках до нескольких десятков г/т при низком значении серебряно-золотого отношения=2,3:1. Характерными примесями этих руд являются: Pb , Zn , As , Se , и Te .

Менее золотоносными являются медноколчеданные и медноцинковые руды, вскрытые в старых штольнях, расположенных в 0,8—1 км к востоку от шт. 4 по речке Цпталар. С этими типами можно параллелизовать медные руды Коберского участка.

1.1.6. Вторичные ореолы рассеяния как поисково-прогнозные критерии рудоносности

Вторичные ореолы рассеяния элементов руд месторождений рассматриваемых рудных формаций изучены путем металлометрии, шлиховой и гидрохимической съемок. На основании гидрохимической съемки потоки и ореолы рассеяния имеют следующую картину.

Господствующие ландшафты описываемого района — сухостепные и остепненные, с кальциевым классом водной миграции. Направленность вторичных геохимических процессов обуславливается дефицитом влаги, характерным для семиаридного климата. На большей части ландшафтов этого типа вступает в силу испарительная концентрация. Поверхность ландшафта представлена редколесьем, чередующимся с остепненным ландшафтом.

Почвенный покров, мощность которого не превышает 40—50 см, автоморфен: наблюдаются налеты углекислого кальция почти по всему разрезу почв. Отмечается типоморфность подвижного углекислого кальция. Четко выражен элювиальный горизонт. Некоторое увеличение карбоната кальция отмечается в низах почвенного разреза, в непосредственном контакте с карбонатным элювием. Развивается описываемый тип почв в слабощелочных условиях. С убыванием абсолютных отметок от вершины г.г. Лалвар и Воскесар (Кызыл-таш) и, как следствие, с возрастающим дефицитом влаги автоморфность почвенного покрова увеличивается. Здесь наряду с кальцием большое значение приобретает и натрий, являющийся типоморфным элементом данного ландшафта.

Миграция большинства элементов в ландшафтах района затруднена. Такие металлы, как свинец, цинк, медь малоподвижны и образуют труднотранспортабельные карбонатные соединения. В результате в почвенном покрове происходит относительное накопление этих элементов, преимущественно в карбонатной форме. Связь ландшафта с подстилающими породами очевидна. Рыхлая корка выветрелых пород очень маломощна и представлена обызвесткованным трухляком.

Почвенные воды имеют гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав, а циркулирующие грунтово-трещинные и поверхностные воды—гидрокарбонатный кальциевый. Величина минерализации вод зоны местного стока не превышает 400—450 мг/л. Класс водной миграции, при наличии слабо щелочных условий и окислительной обстановки—кальцевый и, частично, кальциево-натриевый.

Фоновые содержания металлов при геохимических поисках по вторичным ореолам рассеяния могут повышаться за счет испарительной концентрации на поверхности почвенного покрова (особенно при почвенно-гидрохимической съемке).

Немаловажное значение здесь играет и геохимическое сопряжение, в результате которого описываемые подчиненные ландшафты несут на себе следы гипергенного материала, привнесенного из вышележащих автономных ландшафтов. Таким образом, описываемый тип ландшафтов характеризуется преобладанием процессов накопления гипергенного материала.

Региональный кларк концентрации меди, свинца и цинка в породах Алавердского рудного района достигает соответственно: 12, 8, 3, а кларки концентраций на месторождении достигают соответственно 20, 20, 5.

Средние содержания металлов рудогенной и петрогенной специализации в различных литолого-петрографических формациях не отличаются большим разбросом величин. Высокие же содержания рудогенных элементов, по-видимому, говорят о региональном гидротермальном процессе, наложившем отпечаток на породы, слагающие участок месторождения.

Для изучения закономерностей распределения рудогенных и петрогенных элементов в донных отложениях водотоков, дренирующих Алавердское рудное поле, были выбраны три ручья: Лалвар, Корух-Жанг и Алаверди. Все указанные водотоки в своих средних и нижних течениях дренируют рудную зону.

Характерной особенностью рр. Лалвар и Корух-Жанг является то, что они формируют свои воды в пределах умеренно-влажных ландшафтов, дренируют остепненные и сухостепные ландшафты, находящиеся с первыми в геохимическом сопряжении.

Река Алаверди формирует свои воды в пределах остепенного ландшафта и дренирует в своем нижнем течении сухостепные.

Почти вся территория, дренируемая отмеченными водотоками, сложена преимущественно вулканогенно-осадочной толщей и поэтому основные изменения в поведении элементов рудогенной и петрогенной специализации в донных отложениях водотоков явля-

ются следствием ландшафтно-геохимических особенностей описываемой территории.

Ручей Лалвар формирует свой сток на юго-восточном склоне массива г. Лалвар. Общая протяженность ручья до слияния с водами ручья Алаверди—6,5—7 км. Сток ручья образует многочисленные мелкие ручейки и поступления, расположенные в амфитеатре радиусом до 3 км.

Собственно ручей Лалвар, после слияния всех поступлений, формируется ниже на расстоянии 2,0—3,5 км от выходов основных родников. Питание ручья в основном родниковое. Дебит ручья в межень в среднем течении достигает 300—350 л/сек. Первые 3—3,5 км основные рукава протекают на склоне, характеризующемся спокойным рельефом, при слабо проработанном русле. Ниже, до слияния с ручьем Алаверди, р. Лалвар дренирует участок с пересеченным рельефом и протекает по узкому каньону. В верхнем течении ручей протекает по аллювиальным и делювиальным отложениям, сформированным на верхнеюрских вулканогенных породах. В середине ручья верхнеюрская вулканогенная толща сменяется среднеюрской вулканогенной свитой (алавердская толща). Русловые отложения представлены: в верхнем течении—мелкозернистым аллювием, с небольшими участками, выполненными крупнообломочным материалом. Заполнителем служит гравийно-песчаный материал. Ниже по течению наряду с гравийно-песчаной фракцией большую роль начинает играть илисто-глинистая. Крупнообломочный материал представлен хорошо окатанными валунами и гальками.

По всему течению ручья не наблюдается резкой смены литологических условий и, как следствие, геохимические барьеры, связанные со сменой литологических условий, отсутствуют. Различия в гранулометрическом составе являются в основном следствием ландшафтно-геохимических факторов.

Хотя выше и было отмечено, что господствующим типом здесь являются лесостепные ландшафты, тем не менее верховья ручья Лалвар представлены, частично, ландшафтами умеренно-влажных степей. Геохимической особенностью этих ландшафтов является господство подвижного углекислого кальция, являющегося типоморфным соединением в гипергенном цикле. Ниже (примерно 1,5—2 км) по течению отмечается смена ландшафтно-геохимических условий. Здесь господствуют остепненные ландшафты, переходящие ниже в ландшафты сухих степей. Последние распространены ниже слияния р. р. Лалвар и Алаверди. Средние содержания рудогенных элементов в породах, дренируемых ручьем Лалвар, отвечают кларковым значениям этих элементов в соответствующих типах пород. Но так как эти породы включают в

себя небольшие зоны оруденения и гидротермально измененные участки, дренируемые ручьем, фоновые содержания рудогенных элементов в зоне гипергенеза достигают значительных величин.

Наибольшими содержаниями в илесто-глинистой составляющей донных отложений характеризуется медь. Уже с начала ручья содержания элемента в 20 раз превышают их фоновые значения (0,2%).

Варьируя в пределах 0,1—0,2%, эти значения выдерживаются на интервале до 3,5—4 км, причем примерно с половины этого интервала содержания меди становятся равными 0,6%. Результаты гидрогеохимического опробования также показывают значительные содержания меди на этом интервале (до 0,08 мг/л). Наиболее вероятная форма водного переноса меди в данных ландшафтно-геохимических условиях, согласно Б. В. Колотову и В. Н. Эленбогену — CuHCO_3 .

В следующем интервале содержания меди резко падают, достигая фоновых значений (0,008%). Относительно крутой перепад высотных отметок на этом интервале препятствует сколь угодно значительному накоплению илесто-глинистой фракции донных отложений и, как следствие, связанной с ней концентрации меди.

Начиная со следующей пробы, содержания меди снова резко возрастают, достигая значений, равных 0,2—0,6%. Эти величины выдерживаются до устья ручья, т. е. до точки слияния вод описываемого ручья с водами р. Алаверди. Большое содержание меди в водном потоке рассеяния, с одной стороны, и благоприятные условия накопления (спокойный рельеф и наличие хорошо выраженной илесто-глинистой фракции донных отложений) являются фактором этой значительной аномалии. Дренаживание зон оруденения на том участке исключается и поэтому мы склонны интерпретировать (считать) аномалию этого участка как результат поступления и накопления материала, сносимого с верховьев ручья. Заслуживают внимания данные гидрогеохимического опробования ручья на этом интервале. Если содержания меди в водах верховьев ручья составляли 0,08 мг/л, то на этом интервале они на порядок меньше (0,005—0,006 мг/л). Такое несоответствие содержания элемента в донных отложениях и в водах объясняется, по-видимому, ландшафтно-геохимическими особенностями описываемого интервала.

Формирование ручья приходится на участки, в пределах которых распространены ландшафты умеренно-влажных степей, в условиях которых медь более подвижна в ионной форме.

Ниже, в условиях распространения остепненных ландшафтов и ландшафтов сухих степей большую роль начинает играть под-

вижный углекислый кальций, являющийся типоморфным соединением этих ландшафтов, связывающий ионы меди в труднорастворимые карбонатные соединения (CuCO_3). Увеличение роли углекислого кальция в гипергенном цикле смещает баланс элемента в пользу сорбирования в донных отложениях. Об этом свидетельствуют данные почвенно-гидрохимического анализа.

Воднорастворимая часть меди в почвенном разрезе весьма незначительна (0,002 мг/100 гр. почвы), в то время как валовые содержания в них элемента составляют 0,08% (0,08 мг/л).

Аналогично меди и поведение свинца. Распространение элемента по профилю ручья повторяет график содержания меди. Наибольшие концентрации свинца (0,1%) (при фоне для данного ручья, равном 0,001%) также приходятся на первый интервал.

Описываемая закономерность характерна и для графика концентраций цинка в донных отложениях ручья Лалвар, правда с несколько меньшими абсолютными содержаниями элемента в каждой пробе. Максимальные значения цинка, приходящиеся на начало ручья, достигают 0,05%, минимальные—0,03%. В интервале проб №№ 74891—74898 концентрации цинка принимают фоновые значения (0,004%). Затем отмечается резкое увеличение содержания элемента, вплоть до устья ручья. Колебание содержания в этом интервале также варьирует в пределах 0,03—0,05%.

Заслуживает внимания соотношение свинца, цинка и меди в исходной породе и в гипергенном цикле. Во всех разностях пород петрогенное содержание цинка превышает содержание свинца. Напротив, в рудных телах этого участка наблюдается следующая картина распределения основных рудогенных элементов: $\text{Cu} > \text{Zn} > \text{Pb}$. Отмеченное соотношение $\text{Cu} > \text{Zn} > \text{Pb}$ характерно и для вторичных процессов, протекающих на отмеченном участке (почвы, донные отложения). По-видимому, подобное соотношение рудогенных элементов в донных отложениях ручья Лалвар должно свидетельствовать о наличии не вскрытого эрозией оруденения, локализованного в пределах этой части Сомхетского хребта.

Косвенно об этом свидетельствует и следующий факт. В отличие от описанных месторождений южной части территории республики (Каджаран, Кафан, Дастакерт) в условиях Алавердского рудного поля заметную роль во вторичных процессах (продуктах) играет мышьяк. Не являясь основным рудным компонентом, мышьяк тем не менее сопровождает все рудные ассоциации, служа показателем рудного гидротермального процесса. Наличие этого элемента в свежих породах весьма незначительно (до 0,0001%). На графике содержания этого элемента по ручью Лалвар отмечаются максимальные концентрации в верховьях ручья, достигающие 0,3%. Далее содержания мышьяка резко падают, принимая фоновые значения (0,008%), затем резко возрастают.

достигая величин 0,02—0,03%, однако варьирование содержания в этом интервале не совпадает с графиками основных рудогенных элементов. По-видимому, миграция этого элемента преимущественно в анионной форме предполагает несколько иной сорбент, отличный от сорбентов меди, свинца и цинка.

Другим элементом-индикатором рудного процесса в зоне гипергенеза для данной территории может служить молибден. В описываемом ручье максимальные содержания этого элемента составляет 0,004%. Принимаем минимальные значения (0,001%) в интервале проб №№ 74890—74899, затем содержания резко возрастают и, что самое интересное, график концентраций молибдена совпадает с графиком содержания мышьяка. Такая идентичность графиков этих металлов позволяет полагать единый сорбент, которым, по нашему мнению, является органогенная составляющая илисто-глинистой фракции донных отложений.

Еще одним дополнительным признаком оруденения в верховьях описываемого ручья служит и поведение бария. Соотношение бария и стронция в вулканогенных породах описываемого типа равно единице, но в силу более высокой подвижности последнего в зоне гипергенеза содержание стронция превосходит абсолютные значения бария в донных отложениях (средние содержания стронция колеблются в пределах 0,03—0,04%). Тем не менее концентрация бария в верховьях ручья также достигает 0,02%, а по некоторым точкам 0,3%, что должно свидетельствовать о больших содержаниях соединений бария в верховьях ручья. Далее концентрация бария, равно как и содержания всех элементов в донных отложениях, резко занижена (содержания бария достигают величины 0,03%). В остальных же пробах нижней части ручья концентрация бария колеблется в пределах 0,01—0,02%.

Также высоки содержания и марганца (до 0,05%)—элемента, имеющего отношение к рудному процессу.

На графике концентрации этого элемента по профилю ручья наблюдается его максимальное содержание в левой части, приходящейся на истоки. В правой наблюдается варьирование содержания в пределах 0,03—0,08%.

Весьма характерны для диагностирования дренируемых пород содержания титана и циркона. В гипергенных условиях соотношение этих элементов достигает двух порядков величин. В зоне гипергенеза концентрация титана составляет в среднем 0,1—0,15%, в то время как содержания циркона не превышают 0,004%.

Графики концентраций кобальта и никеля представлены прямыми, соответствующими содержаниям, равным 0,003%. Их геохимическое соотношение в зоне гипергенеза отвечает соотношению их в исходной породе (равное единице).

Достаточно высокое содержание хрома (0,01—0,02%) в донных отложениях позволяет относить дренируемый участок к территории, сложенной эффузивными образованиями среднего состава.

Ручей Корух-Жанг. Природные условия участка формирования вод ручья Жанг примерно аналогичны вышеописанному. Располагается в пределах того же Сомхетского хребта (несколько восточнее г. Лалвар), но с несколько меньшей площадью водосбора. Результатом этого является и меньший (по сравнению с ручьем Лалвар) расход ручья Жанг. Основное питание ручья—родниковое и дождевое. Большинство родников этого участка имеют зарегулированный сток и характеризуются небольшими колебаниями в сезонном разрезе. По-видимому, область подземного питания этих родников гораздо шире орографически выраженной единицы описываемого участка.

Зарегулированность расхода в зоне местного стока позволяет считать район разгрузки подземных вод региональным базисом эрозии для орографически выше расположенных участков.

Формирование ручья проходит в основном за счет нескольких родников, расположенных в небольшом амфитеатре, радиусом до 1,0—1,5 км. Общая протяженность ручья до места слияния с водами ручья Ленрудник—8,5—9 км. Первые 1,5—2 км ручей протекает по спокойному, слабо выработанному ложу, затем на участке такой же протяженности ручей протекает по разработанному каньону. В среднем течении ручей протекает по неширокой долине со спокойным рельефом. Последние километры приходятся на участок с крутым рельефом и ручей протекает по хорошо разработанному каньону.

Русловые отложения ручья Жанг представлены: в верхнем течении—мелкозернистым аллювием с небольшой частью органической составляющей. Обломочный элювий выражен весьма слабо. Весь крупнообломочный материал этого участка плохо окатан. Заполнитель—гравийно-песчанистый материал. Аналогичные отложения фиксируются и на последующем интервале, с той только разницей, что здесь заметно увеличивается крупнообломочный материал средней окатанности.

В среднем течении ручья в роли заполнителя присутствует илесто-глинистая фракция со значительной частью органики. Наконец, в нижнем течении ручья широко представлены хорошо окатанные валунно-галечные отложения с илесто-глинистым заполнителем.

Здесь так же, как и по ручью Лалвар, отмечается смена ландшафтно-геохимических условий. Истоки ручья располагаются в пределах ландшафта умеренно-влажных степей, сменяющегося

книзу остепненным ландшафтом. Устье ручья характеризуется уже господством ландшафта сухих степей.

Направленность геохимических процессов бассейна р. Жанг аналогична таковой для условий р. Лалвар. Здесь также отмечается господство типоморфного карбоната кальция, влияние которого увеличивается вниз по течению ручья.

Направленность геохимических процессов бассейна р. Жанг аналогична таковой для условий р. Лалвар. Здесь также отмечается господство типоморфного карбоната кальция, влияние которого увеличивается вниз по течению ручья.

Жанг в переводе с армянского означает ржавчина. Этим названием все это урочище, включая и дренирующий его ручей, объяснено наличием продуктов окисления рудного материала, встречающегося в бассейне среднего и нижнего течения ручья.

В основном это продукты окисления руд, разработанных еще в древности.

Однако все следы этих работ ограничиваются (кончаются) к северу горой Шахтахт, и поэтому весьма интересны содержания металлов, приуроченных к верховьям ручья, где подобные работы не проводились.

На графике содержаний металлов по ручью Жанг, составленном по ручью Лалвар, весьма значительны содержания меди. Средние значения элемента по профилю ручья колеблются в пределах от 0,1 до 0,2%. Такие содержания, варьируя в отмеченных пределах, выдерживаются на большей части графика.

Как отмечалось выше, начало ручья характеризуется развитием ландшафта умеренно-влажных степей, в условиях которого миграция элемента большей частью представлена в ионной форме. Этим фактором, по нашему мнению, объясняется относительно низкое значение содержания меди (0,1%) на этом интервале. Дефицит углекислого кальция способствует транспортировке элемента водным растворам. Ниже по течению ручья в связи со смесью ландшафтно-геохимических условий, выражающихся в увеличении типоморфного углекислого кальция, отмечается увеличение меди в илесто-глинистой составляющей донных отложений (0,2%). Весьма примечательно, что в этом интервале содержание меди в воде ниже, чем в верховьях ручья (0,008 мг/л, против 0,04 мг/л).

В этом интервале отмечается и локальный кислотно-щелочной геохимический барьер, приводящий к понижению значений меди в донных отложениях до 0,03%. Затем в ручей поступает правый боковой приток с весьма высокой концентрацией водородных ионов, рН среды (5,0), способствующей переводу в водный раствор и последующей транспортировке сорбированной илесто-глинистой фракцией концентраций меди. В пользу этого вывода свидетельствуют высокие содержания меди в водном растворе.

Спустя 700—800 м, воды ручья вновь нейтрализуются, рН вновь достигает значений 6,2—6,4 и продолжается нормальное выпадение элемента из раствора, с последующей сорбцией донными отложениями.

В дальнейшем содержание элемента в илесто-глинистой фракции донных отложений продолжает оставаться достаточно высоким (0,2%). Последующая ландшафтно-геохимическая обстановка (ландшафты сухих степей) способствует сохранению в илесто-глинистой составляющей донных отложений содержаний меди. Тем не менее в отдельных интервалах отмечается резкое понижение содержаний меди (до 0,05—0,01%). Объяснением этому факту служит то обстоятельство, что в интервале отмеченных проб, примерно на участке до 800—1000 м, в ручей поступает левый боковой приток с рудничной водой и весьма значительной концентрацией водородных ионов ($\text{pH}=5,5$).

Механизм разубоживания содержаний элементов в донных отложениях описываемого интервала аналогичен вышеописанному.

Таким образом, наличие кислотно-щелочного геохимического барьера обуславливает на этом участке понижение содержаний меди. Подтверждением этому служит резкое повышение содержания элемента в донных отложениях (до 0,25%) на последующем спокойном интервале.

Распространение содержаний цинка и свинца по профилю ручья весьма сходно с графиком концентраций меди.

Начало ручья, приходящееся на урочище Корух, характеризуется наибольшими содержаниями цинка и свинца (соответственно 0,04—0,05%).

В следующем интервале концентрации цинка и свинца понижаются до значений соответственно 0,03, 0,01%. Природа понижения, заключающаяся в наличии геохимического барьера, описана выше. Здесь только следует обратить внимание на тот факт, что наиболее резко понижены содержания свинца, который быстрее, чем цинк, реагирует на изменения щелочно-кислотных условий раствора. Степень воздействия, связанная с резким понижением рН среды, способствующим переводу в раствор элементов из сорбированного состояния, представлена следующим рядом: $\text{Pb} > \text{Cu} > \text{Zn}$.

В нейтральных же условиях рН среды растворов в илесто-глинистой фракции донных отложений ручья отмечается следующая картина распределения этих элементов: $\text{Zn} = \text{Cu} > \text{Pb}$.

Далее концентрация цинка и свинца вновь начинает увеличиваться, достигая максимума (соответственно 0,05—0,07%).

Спокойный рельеф, наличие илесто-глинистой фракции и

благоприятная геохимическая среда способствуют здесь накоплению значительных количеств рудного материала. Последующий интервал характеризуется резким понижением значений рудных компонентов, в том числе цинка и свинца. Природа этого явления описана выше (наличие геохимического барьера). Здесь также отмечается следующая последовательность перехода элементов в водный раствор: $Pb > Cu > Zn$. Содержания же элементов в донных отложениях находятся в следующей последовательности: $Zn = Cu > Pb$.

Значительный интерес представляет поведение в илесто-глинистой фракции донных отложений мышьяка и молибдена. Не давая минеральных скоплений, эти элементы, тем не менее, являются показателями гидротермального рудного процесса и в результате гипергенного разложения рудных скоплений широко представлены в донных отложениях.

График распределения этих элементов по ручью Жанг во многом совпадает с графиком основных компонентов рудной минерализации.

Значительное содержание мышьяка в илесто-глинистой фракции донных отложений—0,03% выдерживается по всему течению ручья, за исключением участков, в пределах которых отмечается действие кислотно-щелочного геохимического барьера. Совпадая с участками этих изменений, тем не менее поведение мышьяка неодинаково с поведением основных рудных компонентов. В одном случае резкое понижение концентрации элемента не сопровождается понижением других компонентов рудной минерализации. В других случаях понижение значений мышьяка сопровождается понижением содержаний меди, цинка и свинца, причем в абсолютных значениях мышьяк коррелируется со свинцом.

Молибден характеризуется меньшими абсолютными содержаниями (0,001—0,07%). Тем не менее, колебания элемента также коррелируются с колебаниями основных рудных компонентов. Наибольшая корреляционная связь обнаруживается между графиками содержаний мышьяка и молибдена.

Схожесть в образовании гипергенных форм и близость миграционных способностей этих элементов обуславливают и одинаковую картину распределения.

Как и по ручью Лалвар, заслуживают внимания содержания бария и марганца, характеризующие рудную обстановку района месторождений.

Соотношение бария и стронция для пород шахтахтской свиты равно примерно единице (соответственно 0,025 и 0,03%).

В донных отложениях ручья Корух-Жанк это соотношение нарушается и становится равным примерно 20 (соответственно 0,2

и 0,01%). Это обусловлено быстрым выносом стронция водами в ионной форме, в то время как в донных отложениях ручья происходит искусственное накопление бария. График содержания бария по ручью Корух-Жанг хорошо коррелируется с содержаниями рудных компонентов, однако влияние геохимического барьера не столь ощутимо, как в случае с рудными компонентами.

Содержание марганца, также характеризующего рудный процесс, несколько отлично от распределения компонентов рудной минерализации. Отмечается колебание в небольшом интервале значений (0,025—0,05%).

Графики содержания кобальта и никеля, равные примерно 0,003%, представлены, как и в предыдущем случае, прямыми, параллельными оси абсцисс. Такое же соотношение этих элементов и в исходной породе. Соотношение титана и циркония в донных отложениях достигает трех порядков величин, что характерно для среднеюрской вулканогенно-осадочной формации этого района.

Резюмируя график концентраций компонентов рудной и петрогенной специализации в донных отложениях ручья Корух-Жанг, отмечается то обстоятельство, что содержание рудных компонентов в верховьях ручья соответствует наличию медноколчеданного и полиметаллического оруденения, не вскрытого эрозией. Циркуляция вод в зоне местного стока позволяет полагать, что глубина предполагаемого оруденения небольшая.

Ручей Алаверди (Ленрудник) формируется в пределах урочища Топалар в амфитеатре радиусом до 1,5—2 км. Основной сток ручья образуется на расстоянии 800—1000 м ниже от истоков. Дебит ручья в среднем течении до 80—100 л/сек. Уклон ложа ручья в верхнем течении спокойный; в пределах среднего и нижнего течения рельеф становится круче. В этом интервале отмечается ряд водопадов, высотой до 8—10 м, а ручей протекает по узкому каньону. По всему течению ручей дренирует вулканогенно-осадочные образования средней-верхней юры (шахтацкая, алавердская, кошабердская и в устье дебедская свиты). Породы местами гидротермально изменены. Русловыми образованиями на всем протяжении ручья являются гравийно-песчаные и илисто-глинистые заполнители с окатанными гальками эффузивных образований. Местами отмечается грубообломочный аллювий плохой окатанности.

Верховья ручья располагаются в пределах остепненных ландшафтов, а среднее и нижнее течение—сухостепных.

Наибольшие содержания рудогенных элементов в донных отложениях Алавердского рудного поля отмечаются по описываемому ручью. Содержания меди, свинца и цинка превосходят кон-

центрации этих элементов в донных отложениях двух вышеописанных ручьев.

При рассмотрении графика концентраций меди отмечается следующая закономерность: начало ручья характеризуются весьма высокими содержаниями—0,2%. Затем содержание металла в илесто-глинистой фракции донных отложений резко падает, достигая величин 0,01%. Причиной такого резкого уменьшения содержания меди является боковое поступление рудничной воды из штольни № 10 со значительной концентрацией водородных ионов ($pH=4$). Здесь происходит растворение сорбированной меди и ее дальнейшая транспортировка в ионной форме. Но спустя 400—500 м воды ручья вновь нейтрализуются и происходит выпадение из раствора с последующей сорбцией илесто-глинистой составляющей донных отложений. Именно в результате этого весь последующий интервал, вплоть до устья ручья, содержит наиболее высокие содержания элемента (0,3%, 0,4%). Эти участки сменяются участками с содержаниями меди до 0,2 и 0,1%. Понижение содержаний обусловлено такой же природой, т. е. боковые поступления кислых вод из горных выработок повышают растворимость меди и переводят ее в ионную форму. Наличие подобных геохимических барьеров обуславливает колебание графика концентраций меди по всему ручью.

Высказанное объяснение подтверждает графики концентраций и других рудогенных элементов, в частности свинца и цинка. Содержание этих элементов в илесто-глинистой фракции донных отложений верховьев ручья соответственно равно 0,03 и 0,05%. На вышеописанном кислотном-щелочном барьере содержание этих элементов резко падает до значений 0,01—0,008%. Последующие интервалы вновь характеризуются большими содержаниями свинца и цинка (соответственно 0,05—0,1%), чередующимися с несколько меньшими концентрациями (0,03—0,05%), связанными с участками поступления кислых рудничных вод.

Аналогично свинцу и цинку поведение и таких элементов, как мышьяк, молибден и марганец. Имея связь с рудным процессом, эти элементы, однако, являются второстепенными показателями оруденения Алавердского рудного поля. Значительные концентрации отмеченных элементов (соответственно 0,03%, 0,003% и 0,05%) местами резко падают, достигая минимума содержаний (соответственно 0,01%, 0,002% и 0,01%). Затем вновь содержания возрастают, причем колебания концентраций мышьяка и молибдена совпадают, что говорит, по-видимому, об одинаковой природе сорбента. Колебание концентраций марганца на этом отрезке больше соответствует свинцу и цинку.

В распределении петрогенных элементов (титан, цирконий, ванадий), как и в предыдущих случаях, отмечается резкое преоб-

ладание содержаний титана (0,1%). Соотношение титана и циркония в исходной породе, равное 100, выдерживается в водах.

Весьма непоказательны никель и кобальт, представленные на графике содержаниями, равными 0,002%. Соотношение никеля к кобальту, как и в исходной породе, равно единице. Колебание содержания ванадия укладывается в следующем порядке величин: 0,01—0,02%, причем максимальная концентрация элемента больше совпадает с графиками содержаний мышьяка и молибдена.

Наконец, весьма показательным для донных отложений Алавердского рудного района является барий. Строго согласуясь с содержаниями рудогенных элементов (медь, свинец, цинк), барий, содержание которого колеблется в пределах 0,1—0,3%, повторяет графики этих элементов. Мигрируя в сульфатной форме, барий подвергается кислотному воздействию рудничных вод, образует $BaSO_4$ и значительно увеличивает растворимость и мигрирует в водном растворе.

Подводя итог гидрогеохимическим, сорбционно-солевым и, частично, почвенно-гидрохимическим работам, проведенным в пределах Алавердского рудного поля, отметим, что в верховьях двух исследованных ручьев Алаверди и Корух-Жанг локализуется контур аномальных содержаний рудных и петрогенных элементов, характерных для медноколчеданного и, вероятно, полиметаллического оруденения.

Площадь аномального заражения вод и донных отложений располагается гораздо выше известных рудных тел, что дает нам право рекомендовать этот участок для постановки поисково-оценочных работ.

1.1.7. Уровень эрозионного среза как важнейший поисково-прогнозный критерий рудоносности

Необходимость изучения характера эрозионного среза для перспективной оценки территории впервые особо отметил Ю. А. Билибин (1947). В дальнейшем И. П. Кушнарев (1969) разработал методику составления карт эрозионного среза (на примере рудных месторождений Кураминской структурно-формационной зоны), отмечая, что «...глубинам эрозии мы придаем такое же значение, как магматизму, типу геотектонического развития и структурным факторам (разломам, складкам и их сочетаниям)».

Действительно, для наиболее надежного прогноза оруденения необходимо всесторонне анализировать не только благоприятствующие образованию месторождений факторы, но и те, которые

могли уничтожить эти месторождения. К числу таких факторов относятся процессы эрозии. При прогнозной оценке территорий в отношении рудоносности необходимо определить отношение данного эрозионного среза к прогнозируемым месторождениям различной глубинности (формационный тип) и возраста различных структурных этажей. При этом глубина эрозионного среза для месторождений различных возрастных групп будет разной, поскольку она занимает разное положение по отношению палеорельефа или т. н. нулевой поверхности (по И. П. Кушнареву), под которой подразумевается поверхность земли в момент образования каждой конкретной возрастной группы месторождений. Основным методом определения эрозионного среза считается геологический, в качестве дополнительных критериев для решения этих вопросов рассматриваются (Кушнарев, 1969, Радкевич, 1971) изменения характера предрудных и околорудных метасоматитов* и зональность руд (как в отношении изменений минерального состава, так и химических и физических свойств слагающих руды минералов). Но особую роль в определении пострудного эрозионного среза рудоносных площадей могут играть первичные геохимические ореолы или первичные рассеяния рудообразующих элементов эндогенных и, в частности, гидротермальных месторождений. Это, прежде всего, обусловлено тем, что подобные ореолы в большинстве случаев обладают в различной степени проявленной зональностью (С. В. Григорян, Е. М. Янишевский, 1968; С. В. Григорян, 1973), которая обусловлена закономерными изменениями в пространстве различных характеристик этих ореолов и по сравнению с зональностью рудных тел более универсальна и контрастна (С. В. Григорян, 1973).

Обобщение приведенных выше данных по характеру оруденения в различной степени эродированных частей зоны дает основание сделать заключение о наличии определенной зависимости между ними, «... различия связаны с различным уровнем эрозии» (И. Г. Магакьян, 1959). Эрозионный срез прежде всего определяет экспозицию месторождений различных генетических и возрастных групп. Благодаря особенностям эрозионного среза в пределах рассматриваемого рудного района совместно проявлены руды существенно различных возрастных групп, составов и условий образования. Так, на участках со сравнительно небольшим эрозионным срезом обнажаются вулканогенные рудные формации (медноколчеданная, колчеданно-барит-полиметаллическая), тогда как участки с значительно большим (умеренным) эрозионным срезом характеризуются интраинтрузивными (плутоногенно-гидротермаль-

* На наш взгляд, не менее важным для определения глубины пострудного эрозионного среза является региональный метаморфизм.

ными и скарновыми) рудами. В более глубоко эродированных, поднятых частях (за пределами рудного района) развиты метаморфические и метаморфогенно-гидротермальные (ультраметаморфические) руды. Как было показано в предыдущих главах настоящей работы, местами, в зависимости от конкретных условий геологического развития, проявлена рудная минерализация, связанная с различными этапами магматизма. Различное расположение современного эрозионного среза по отношению к т. н. нулевой поверхности месторождений различных этапов и различная глубина образования руд являются основными условиями, определяющими совместное проявление или экспозицию на современном эрозионном срезе различных по возрасту (относительному и абсолютному) и составу руд. Этот факт имеет исключительно важное значение для прогнозирования оруденения на глубину, в особенности тех частей рудного района, где эрозионный срез достигает сравнительно небольшой глубины.

Исходя из всего изложенного, на предлагаемой карте месторождения подразделены на соответствующие возрастные группы*, благодаря чему стало возможным на прогнозно-металлогенической карте наглядно иллюстрировать влияние полицикличности развития эндогенного оруденения (в пределах Алавердского рудного района в целом и в его отдельных частях, в отдельности) на экспозицию на близко-одинаковых уровнях продуктов различных генетических групп: скарновой и плутогенно-гидротермальной, вулканогенно-гидротермальной и скарновой, плутогенно-гидротермальной и вулканогенно-гидротермальной.

При составлении предлагаемой прогнозно-металлогенической карты особое значение придавалось прямым признакам оруденения, которые в большинстве случаев представлены в виде небольших рудопроявлений, многочисленные выходы которых распределены почти на всей территории рудного района. При этом, как нетрудно заметить из составленной нами карты, наблюдается исключительная неравномерность в их пространственном распределении.

Значительная часть этих рудопроявлений приурочена к полям промышленных месторождений и с ними вместе слагает единое целое. Другие рудопроявления Алавердского рудного района, развитые на значительном удалении от известных промышленных месторождений, могут быть подразделены на следующие три группы: первую группу должны слагать такие рудопроявления, кото-

* Возраст месторождений показан цветом внутри центрального кольца условным знаком. Эти цвета в основном совпадают с цветами соответствующих возрастных групп, развитых в пределах рудного поля или рудного района.

рые представляют собой корни существовавших здесь в геологическом прошлом месторождений, которые, однако, уничтожены эрозией; вторую группу слагают такие рудопроявления, которые являются лишь «отголосками» интенсивных рудообразовательных процессов, т. е. являются верхними частями еще не обнаженных месторождений; наконец, третью группу слагают рудопроявления, которые являются результатом слабых и локальных рудообразовательных процессов, обусловивших образование лишь небольших по масштабам и интенсивности проявления руд. В связи с этим оценка каждого выхода известных здесь рудных образований должна быть учтена и оценена при прогнозно-металлогенических исследованиях. Это тем более необходимо, что каждый из них, независимо от своих масштабов, сильно влияет на характер первичных и вторичных ореолов рассеяния, которые могут служить в качестве важнейших критериев прогноза оруденения. На составленной прогнозно-металлогенической карте нанесены результаты металлотрической съемки, основанной на опробовании автохтонных рыхлых образований. На тех площадях, где возможно опробование как рыхлых, так и коренных пород, проведено комплексное опробование, включающее оба вида. Участки, перекрытые аллохтонными дальнепринесенными отложениями, соответствующие главным образом пойменным частям рек, опробованы путем шлиховой съемки. Сопоставление результатов этих двух типов опробования показывает, что при металлотрической съемке возможно получить информацию, сравнительно менее искажающую* истинную картину распределения геохимических ореолов. Она позволяет выявить слабо проявленные на поверхности и (или) сравнительно небольшие по размерам аномалии путем опробования рудных жил, оруденелых и гидротермально измененных зон, а также определить формы нахождения тех или иных полезных компонентов. Но при металлотрической съемке возможность пропуска оруденения, развитого в зонах тектонических нарушений и (или) гидротермально сильно измененных породах, велика из-за того, что последние нередко представлены углублениями в рельефе и очень часто перекрыты мощными слоями аллювиально-делювиальных отложений. Эти недостатки в определенной мере устраняет шлиховая съемка, благодаря которой при сравнительно меньшей плотности сети опробования удается выявить вторичные ореолы рассеяния, которые всегда имеют несравненно большие размеры, чем первичные ореолы рассеяния и тем более сами аномалии. Сочетание этих двух типов съемок

* Искажение обусловлено невозможностью взятия проб из участков, покрытых мощными аллювиально-делювиальными отложениями.

дали возможность на карте показать пространственное размещение зон привноса и выноса химических элементов, расположение крупных геохимических аномалий, часто соответствующих рудным полям известных промышленных месторождений. Некоторые из них представляют собой поля эродированных месторождений с сохранившимися редкими корнями рудных тел. Но наиболее ценными являются те аномалии, которые по комплексу критериев прогноза могут представлять собой надрудные зоны скрытых на глубине рудных тел или месторождений. Вопрос оценки геохимических аномалий непосредственно связан с решением вопросов зональности распределения компонентов в пределах месторождений, включая их надрудные и подрудные зоны. В зависимости от формационной принадлежности прогнозируемых месторождений методика и оценка первичных ореолов, геохимических аномалий и рудопроявлений разная. Для месторождений группы гидротермальных рудных формаций работами С. В. Григоряна (1973) устанавливается единый ряд зональности элементов-индикаторов. По отношению к абстрактному рудному телу этот ряд выглядит следующим образом: Ba—(Sb, As, Hg,)—Cu—Ca—Ag—Pb—Zn—Au, Cu²⁺—Bi—Ni—Co—Mo—U—Sn²⁺—As²⁺—Be рудное тело. При этом он подчеркивает, что по сравнению с зональностью рудных тел зональность геохимических ореолов более универсальна и контрастна. Исходя из этого и учитывая наборы надрудных и подрудных элементов (по данным металлотрии), нами сделана попытка в каждом конкретном случае определить, какой из частей гипотетического рудного столба отвечает та или иная аномалия. Однако для прогноза важное значение имеет также определение возможной протяженности оруденения или вертикального столба (размах) оруденения, а также масштабы и другие особенности прогнозируемого месторождения. Другими словами, необходимо установить тип или, точнее, формационную принадлежность месторождений, обуславливающих каждую аномалию, т. е. речь идет о необходимости использования формационного критерия для прогноза оруденения.

ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ

Важным этапом региональных металлогенических исследований, после выявления факторов, влияющих на локализацию и размещение оруденения и определение меры этого влияния в сравнимых количественных показателях, является прогнозная оценка территории, которая на основании выявленных закономерностей должна определить конкретные площади, где вероятность обнаружения промышленного оруденения достаточно велика, чтобы их выдвинуть в качестве перспективных для проведения соответствующего типа поисково-разведочных работ.

Термин «прогноз» прежде всего подразумевает научно-обоснованное предвидение мест возможного залегания месторождений полезных ископаемых. Первоначально прогнозирование основывалось на указывающих оруденение благоприятных геологических предпосылках—прямых или косвенных признаках (рудопроявления, зоны измененных пород, концентрация определенных минералов в шлихах и т. д.). В дальнейшем в связи с возникновением и развитием учений о парагенезисах минералов (закономерных сообществах минералов) и о геологических формациях (закономерных сообществах горных пород и руд), а также о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени (металлогения) фундамент прогнозных исследований существенно усилился и расширился.

Благодаря региональному металлогеническому анализу и на основании учета контролирующих оруденение факторов становится возможным разработать конкретные прогнозы, определяющие вероятность выявления новых месторождений или расширения запасов известных месторождений. При этом А. Д. Щеглов (1980) считает, что поскольку на современном этапе разработки металлогенического анализа еще не создан «инструмент» научного подхода к оценке региональных прогнозов в цифровом (количественном) выражении и металлогенический анализ на данном уровне развития лишен возможности определения точных масштабов прогнозируемого оруденения, металлогенический прогноз считает-

ся подтвердившимся, даже если на перспективной площади выявлены только рудопроявления или небольшие месторождения.

Прогнозирование месторождений полезных ископаемых представляет собой важнейший научно-прикладной результат геологических исследований и на настоящем этапе своего развития все больше приобретает характер самостоятельного научного направления со своей теорией и объектами приложения. Для достижения высоких результатов и эффективности прогноза оруденения необходимо, чтобы был соблюден принцип соответствия используемых поисково-прогнозных критериев масштабам прогнозируемых объектов. Используя в качестве информации случайные характеристики, не соизмеримые с размерами прогнозируемых рудных объектов, невозможно добиться конкретизации прогноза. При этом обоснование пространственного положения оруденения и оценка его масштабов должна соответствовать масштабам и детальности проводимых работ, которые должны обеспечивать проведение поисков прогнозируемого оруденения до уровня соответствующих пересечений. Это значит, что решающее значение имеет учет таких факторов, которые непосредственно влияют на положение прогнозируемых объектов в пространстве. Другими словами—разрешающая способность прогнозирования находится в зависимости от используемых поисково-прогнозных критериев.

2.1. КАЧЕСТВЕННЫЙ ПРОГНОЗ РУДОНОСНОСТИ

При качественном прогнозировании из металлогенической карты выделены все информативные в отношении оруденения факторы: структурно-тектонические, литолого-стратиграфические, магматические, метасоматические, первичные и вторичные ореолы рассеяния, проявления рудной минерализации и т. д. Благодаря применению формационного анализа стало возможным для каждого из этих факторов подчеркнуть такие их особенности, которые, отражая общие закономерности развития геологических процессов, одновременно определяют образование и размещение месторождений.

На прогнозной карте параллельной штриховкой одного направления показаны структурные элементы второго и более высоких порядков, которые могли влиять на локализацию руд (структурные критерии). Это, главным образом, разрывные нарушения различных направлений, размеров и передвижек. Среди локальных разрывных нарушений показаны такие, которые непосредственно сопряжены с процессами складкообразования-разрывы по складкам, флексурные разрывы внутрiformационных, межфор-

мационных, пластовых подвижек, зон повышенной трещиноватости и дробления.

Магматические критерии показаны параллельной штриховкой другого направления, они отражают интрузивные и субвулканические тела, малые интрузии, дайки и их поля. Переходными между магматическими и литологическими критериями являются благоприятные для локализации оруденения изверженные породы, представленные главным образом вулканогенными образованиями. Они также, как и другие рудовмещающие породы, показаны параллельной штриховкой третьего направления.

Штриховкой четвертого направления показаны региональные, предрудные, околорудные и пострудные метасоматиты, которые проявлены совместно, и поэтому в зависимости от количественных соотношений слагающих их пород подразделены на соответствующие фации и формации.

Ореолы рассеяния, установленные путем металлометрической и шлиховой съемки, рассмотрены в составе минералого-геохимических критериев прогноза. На основании металлометрической съемки выделены ореолы важнейших для рудного района элементов руд—Cu, Pb, Zn, Au, при этом они подразделены на поля со сравнительно высокими и низкими концентрациями этих элементов. Шлиховые ореолы составлены для ряда минералов дифференциально (галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, шеелит и др.).

Рудные месторождения и рудопроявления нанесены на карту прогноза с помощью условных знаков, которые отражают масштаб оруденения (размер знака), генетическую группу (внешняя форма знака), состав (цвет внешней зоны), класс (внутренняя форма знака), возраст (цвет внутренней части знака).

В результате нанесения всех этих критериев на карте оконтуривались:

- участки, где ни один из отмеченных критериев не проявлен;
- участки, где проявлен только магматический критерий;
- участки, где проявлены только структурные критерии;
- участки, где проявлены только благоприятные литологические критерии;
- участки, где проявлены только метасоматические критерии;
- участки, где проявлены только минералого-геохимические критерии;
- участки совместного проявления магматического и структурного критериев;
- участки совместного проявления магматического и метасоматического критериев;
- участки совместного проявления минералого-геохимическо-

го (рудная минерализация) и магматического критериев;

—участки совместного проявления структурного и литологического критериев;

—участки совместного проявления рудной минерализации и структурного критерия;

—участки совместного проявления рудной минерализации и литологического критерия;

—участки совместного проявления метасоматически измененных пород с рудной минерализацией;

—участки совместного проявления магматического и структурного критериев с метасоматическими изменениями пород;

—участки совместного проявления структурного и литологического критериев с рудной минерализацией;

—участки совместного проявления магматического и метасоматического критериев с наложенной рудной минерализацией;

—участки совместного проявления литологического и метасоматического критериев с рудной минерализацией;

—участки совместного проявления магматического, структурного, метасоматического критериев и рудной минерализации;

—участки совместного проявления литологического, структурного, метасоматического критериев и рудной минерализации.

Отмеченные участки находятся в различных пространственных взаимоотношениях, с одной стороны, друг с другом, с другой—с участками развития промышленных месторождений и с аномалиями. В зависимости от конкретных сочетаний отмеченных факторов выделяются участки:

—перспективные для выявления вулканогенного-гидротермальных (колчеданных) месторождений;

—перспективные для выявления плутоногенно-гидротермальных месторождений;

—перспективные для выявления скарновых месторождений.

В зависимости от петрохимического состава пород, геохимических особенностей ореолов рассеяния и формационной принадлежности метасоматических и рудных формаций выделяются участки:

—перспективные для выявления медноколчеданных руд;

—перспективные для выявления колчеданно-полиметаллических руд;

—перспективные для выявления медно-молибденовых руд;

—перспективные для выявления золотосодержащих руд;

—перспективные для выявления скарновых железных руд;

—перспективные для выявления редкометальных (бор и др.) руд.

В зависимости от пространственных взаимоотношений с промышленными месторождениями эти участки подразделяются на:

—участки, примыкающие к промышленным месторождениям, перспективные в отношении прироста запасов и требующие постановки поисково-разведочных работ;

—участки выхода рудовмещающих пород и (или) благоприятных структур с наличием признаков оруденения, требующих постановки поисковых и опробовательских работ с применением горных выработок, бурения и геофизической разведки;

—участки выхода рудовмещающих пород и (или) благоприятных структур без прямых признаков рудной минерализации, нуждающиеся в постановке поисковых работ с применением геофизических исследований и поверхностных горных выработок.

2.2. КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ПРОГНОЗ РУДОНОСНОСТИ

Возможность оценки прогнозов в цифровом выражении, по А. Д. Щеглову (1980), при региональном металлогеническом анализе открыла бы широкие перспективы для более правильного и эффективного направления поисковых работ, так как способствовала бы концентрации геологических исследований на наиболее перспективных площадях. Однако разработка научных основ количественных оценок региональных металлогенических прогнозов и определение прогнозных запасов в цифровом выражении в настоящее время находится в стадии начальных научных поисков и еще не разработаны способы, позволяющие выявлять конкретные геологические факторы, влияющие на масштабы оруденения. Между тем, переход к поискам все более глубоко залегающих месторождений с нечеткими поисковыми критериями с соответствующим возрастанием стоимости открытия месторождений придает этой проблеме исключительную актуальность. Успешное решение этой проблемы может иметь огромное экономическое значение, ибо позволит существенно сократить расходы на открытие новых месторождений. Это, в особенности, касается и хорошо изученных, освоенных районов, где практически все проявленные на поверхности месторождения уже обнаружены.

При количественном прогнозе наиболее часто применяется метод аналогии, который, основываясь на теории вероятностей, многомерной математической статистике и тренданализе большого числа геологических признаков и характеристик, определяет степень сходства изучаемой территории с такими, где уже установлены месторождения. Задача формулируется следующим образом: в пределах ряда локальных участков рассматриваемой территории, изученной комплексом методов, известны месторождения различных формаций и масштабов, необходимо выделить такие

участки, которые по совокупности ряда важных данных идентичны или сходны с участками развития известных месторождений, и, следовательно, наиболее перспективны в отношении поиска месторождений того же типа. Истолкование комплекса данных на количественной основе для прогнозирования месторождений может иметь только приближенный статистический характер, однако по сравнению с качественными методами достоверность прогнозов заключений на количественной основе выше, соответственно меньше ошибочных оценок (Количественные..., 1980).

При выборе объектов прогнозирования мы основывались на известных в пределах рассматриваемой территории промышленных месторождениях, которые прежде всего представлены медно-колчеданной, колчеданно-баритно-полиметаллической (вулканогенно-гидротермальной) и медно-молибденовой (плутоногенно-гидротермальной) рудными формациями. Учитывая особенности Алавердского рудного района, в качестве близких к рентабельным рассматривались также сравнительно мелкие месторождения этих и других рудных формаций (золото-полиметаллическая, скарново-железорудная и др.).

При выборе признаков для прогноза эндогенного оруденения в целом, учитывается вся совокупность информации, полученной при изучении известных здесь месторождений, и общетеоретические концепции рудообразования, а также закономерности локализации оруденения. Среди факторов, определяющих локализацию оруденения, наиболее важными и универсальными являются тектонический, магматический, стратиграфо-литологический. В качестве дополнительных факторов, используемых для определения места оруденения в общей истории тектоно-магматического развития рудного района, являются возраст, эрозионный срез и связь с определенными типами структур. В зависимости от типа и формационной принадлежности прогнозируемых месторождений информативность одних и тех же признаков меняется от слабоинформативных до высокоинформативных, набор необходимых для прогноза признаков существенно разный.

Количественное описание выбранных одиночных признаков произведено путем решения задач сглаживания полей и разделения аномалий или описания изменчивости полей и их анизотропии. При этом исходные данные получены из геологической карты, составленной на формационной основе, а также из металлогенической карты, на которой показаны месторождения и рудопроявления, первичные и вторичные ореолы рассеяния и др. информация, связанная с оруденением.

Числовая характеристика полей произведена с помощью трансформации и вычислительных операций со значениями поля, по-

падающими в пределы площадки трансформации (палетки). Полученное значение относится к элементарной ячейке—центру площадки трансформации, затем палетка перемещается в новое положение и вычислительные операции повторяются, т. е. осуществляется трансформация со скольжением.

Имеющиеся в нашем распоряжении карты* позволяют для количественной характеристики выбрать следующие признаки: многообразие пород, напряженность разрывных нарушений и интенсивность развития дайкового комплекса, которые для прогноза гидротермального колчеданного оруденения являются универсальными.

Многообразие пород относится к логическим (неметрическим) переменным и является одним из общих геологических критериев, поддающихся цифровому отражению на картах количественной интерпретации геологической информации. Предлагаемая нами карта многообразия пород (рис. 39) составлена на основании цифровых данных, полученных путем вычисления разновидностей пород, развитых в пределах площадки трансформации, размеры которой равны 5×5 см. Подсчитывалось число разновидностей пород (включая метасоматиты), различающихся составом, происхождением и возрастом. Когда в пределах площадки трансформации имелось несколько обособленных контуров пород одинакового состава и возраста, то они учитывались как одна разновидность. Следующее цифровое значение признака получается путем подсчета разновидностей пород после сдвига площадки трансформации (палетки) на 1 см, т. е. на шаг наблюдения и т. д. Составленные таким образом карты (рис. 39) показывают, что наиболее высокие значения многообразия пород или же участки со сложным геологическим строением в преобладающем большинстве случаев соответствуют участкам развития вулканогенно-гидротермального, в меньшей мере плутоногенно-гидротермального оруденения, имеющим нередко промышленные масштабы. Выявляемое на основании этого признака сходство или идентичность (безрудных) площадей с рудоносными зонами (рудными полями) рассматривается нами как важнейшее основание для отнесения этих площадей к перспективным в отношении наличия в их пределах промышленного оруденения.

Анализ количественной оценки многообразия пород, полученной для Алавердского рудного поля с использованием крупномас-

* Использованы крупномасштабная геологическая карта Алавердского рудного поля (автор П. Ф. Сопко), среднемасштабная геологическая карта Алавердского рудного района (автор Г. А. Туманян) и мелкомасштабная карта магматических и метасоматических формаций (авторы А. И. Карапетян и др.).

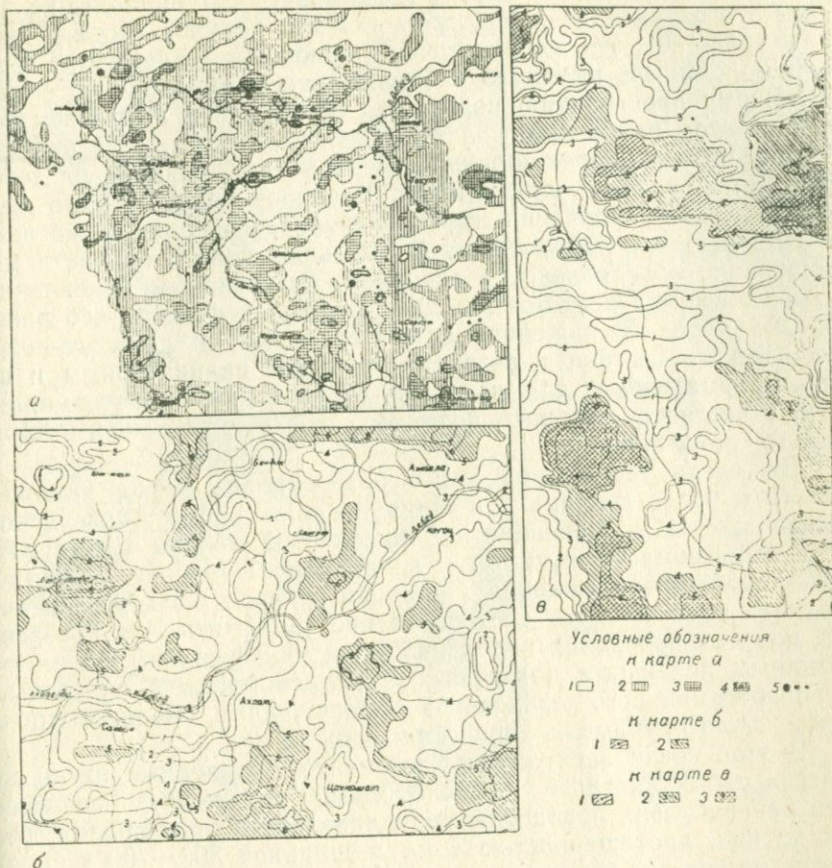


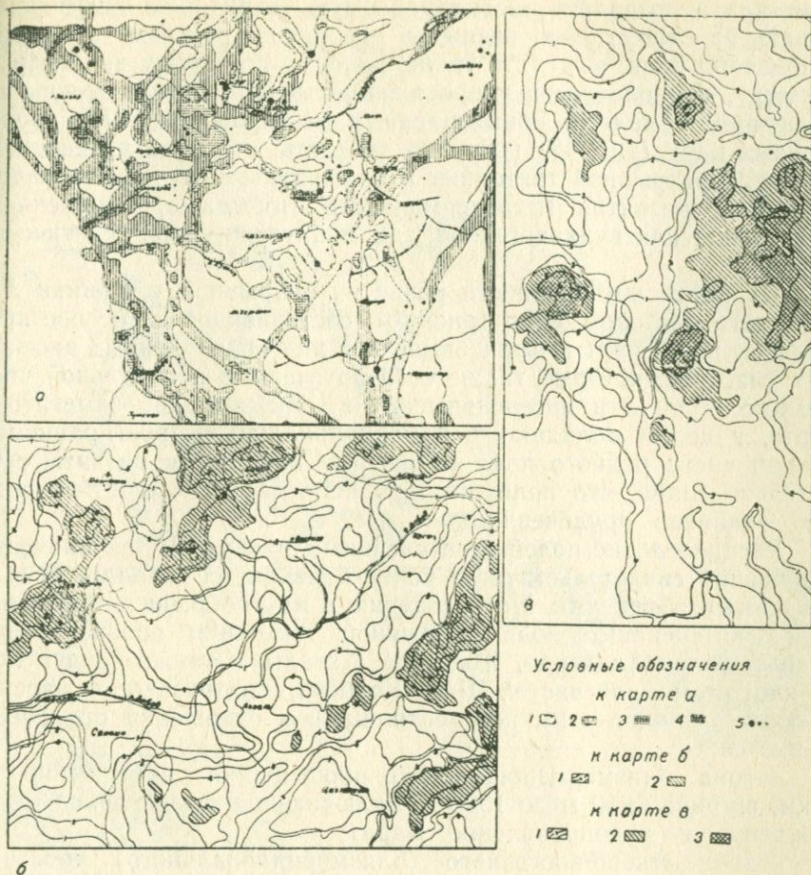
Рис. 39. Карты многообразия пород. Составлены на основании: а) мелкомасштабной карты магматических и метасоматических пород Алавердского рудного района; б) среднемасштабной геологической карты района; в) крупномасштабной геологической карты Алавердского месторождения. Условные обозначения к карте а: 1—поля, характеризующиеся однообразием пород, 2—поля, характеризующиеся низкой степенью многообразия пород, 3—поля, характеризующиеся средней степенью многообразия пород, 4—поля, характеризующиеся высшей степенью многообразия пород, 5—месторождения и рудопроявления различных рудных формаций; к карте б: 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности проявления критерия; к карте в: 1—изолинии градации прогноза, 2—площади повышенной интенсивности проявления критерия, 3—площади максимальной интенсивности проявления критерия.

штабной геологической карты, показывает, что наибольшие значения этого признака характерны для центральной части рудного поля (рис. 39), где сосредоточены основные запасы руд. Здесь поля максимумов вытянуты в близширотном направлении согласно общему простиранию пород, что обусловлено вскрытием эрозией на этом небольшом участке почти всего комплекса вулканогенно-осадочных пород нижней—средней юры, начиная от дебедской свиты, кончая—шахтахтской. В южной части рудного поля, где оруденение проявлено слабо, разнообразие пород резко падает, сокращаются их площади. Аномальные поля этой части месторождения обусловлены, в основном, интенсивным проявлением дайкового комплекса. Все это дает основания считать, что разнообразие пород, выраженное в многообразии их литолого-петрографического состава и возраста, является индикаторным и высокоинформативным для прогноза вулканогенно-гидротермального и, в частности, медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения.

На среднемасштабной карте разнообразия пород интенсивные (5 и более градаций) и широкие поля, кроме Алавердского месторождения и близширотной рудоносной полосы Шамлуг-Ахтала, вырисовываются также и в пределах Техутского медно-молибденового месторождения (западная граница Кохбского гранитоидного массива), что дает основание заключить, что интенсивные поля разнообразия пород являются универсальным и информативным признаком для прогноза вулканогенно- и плутогенно-гидротермального оруденения (колчеданные, медно-молибденовые, золоторудные и др. формации).

В этой связи заслуживают внимания выявленные путем количественного прогноза нижеследующие две полосы повышенного разнообразия пород близмеридионального простирания: первая из них, протяженностью 4 км и шириной 500—700 м, начинается от участка Воскесар и протигивается к северу, другая начинается от рудопроявления Тохмакала и далее прослеживается к югу до устья р. Дебед, длина полосы 3,5 км, ширина—250 м.

Карта напряженности разрывной тектоники (рис. 40) составлена на основании числовой характеристики всех разломов и других дизъюнктивных нарушений, нанесенных на геологическую карту. Она дает количественную характеристику плотности тектонических (дизъюнктивных, разрывных) нарушений на определенной единице площади. Числовое выражение этого признака характеризует как интенсивность, т. е. плотность, так и напряженность тектонических нарушений в пределах площадки трансформации размером 5×5 см и обеспечивается путем определения на этой площадке числа и длины нарушений, попадающих в различные ячейки палетки. Составленная на такой ос-



б

Рис. 40. Карты напряженности разрывных нарушений: основы карт а, б, в те же, что и на рис. 39. Условные обозначения к карте а: 1—поля, в пределах которых разрывные нарушения отсутствуют или некартированы, 2—поля низкой степени напряженности разрывных нарушений, 3—поля высшей степени напряженности разрывных нарушений; к карте б: 1—изолинии градаций признака, 2—площади повышенной градации признака, 2—площади повышенной интенсивности признака; к карте в: 1—изолинии градаций признака, 2—площади повышенной интенсивности признака, 3—площади максимальной интенсивности признака.

нове карта позволяет рассматриваемую территорию дифференцировать на существенно разные в отношении развития разрывных нарушений поля, выделить такие, которые по такому важному параметру, как плотность и протяженность нарушений, сходны или идентичны с полями промышленных месторождений. Из предложенных карт (рис. 40) нетрудно заметить, что поля интенсивного развития разрывной тектоники в большинстве случаев совпадают с полями развития гидротермального (иногда промышленного) оруденения как вулканогенной, так и плутоногенной генетических групп.

На карте интенсивности развития разрывной тектоники Алавердского месторождения (рис. 40), составленной на основе крупномасштабной карты, вырисовывается ряд обособленных аномальных участков, которые также сосредоточены в центральной части рудного поля. Эти интенсивные поля, как нетрудно заметить на карте, в целом обладают близмеридиональным простиранием. В южной части рудного поля разрывные нарушения развиты сравнительно слабо, что положительно коррелируется с интенсивностью развития оруденения.

Распределение полей с интенсивным развитием тектонических нарушений свидетельствует о более близком их совпадении с рудоносными объектами. По сравнению с многообразием пород наиболее интенсивные поля разрывной тектоники проявляются в рудных полях Алаверди, Шамлуга, Ахталы, а также вокруг экзо- и эндоконтактной частей Шнох-Кохбского интрузивного массива. В соответствии с этим перспективными в отношении оруденения являются:

— зона близмеридионального простирания, протяженностью 4 км, шириной 250 м до 1500 м, включающая Алавердское месторождение и рудопоявление Барит;

— зона северо-восточного (близмеридионального) простирания, включающая объекты Воскесар, Бендик, Шамлуг;

— зона также северо-восточного (близмеридионального) простирания, охватывающего экзо- и эндоконтактные части Шнох-Кохбского массива (восточнее с. с. Шнох, Техут), протяженностью 5—6 км, шириной 1—1,5 км.

Описанным методом составлены также карты интенсивности развития дайкового комплекса (рис. 41), из которых видно, что в зависимости от формационной принадлежности проявленного оруденения взаимоотношения интенсивных полей даек и оруденения разные. Для вулканогенно-гидротермальных рудных формаций имеет место некоторое смещение полей оруденений по отношению к полям максимального развития дайкового комплекса. Для плутоногенно-гидротермального оруденения такого смещения не наблюдается или же оно проявлено

слабо. Поля средней и низкой интенсивности развития дайкового комплекса характерны как для вулканогенно-, так и плутоногенно-гидротермального оруденения.

Карта интенсивности проявления дайковых пород Алавердского рудного поля (рис. 41) охватывает породы основного, сред-

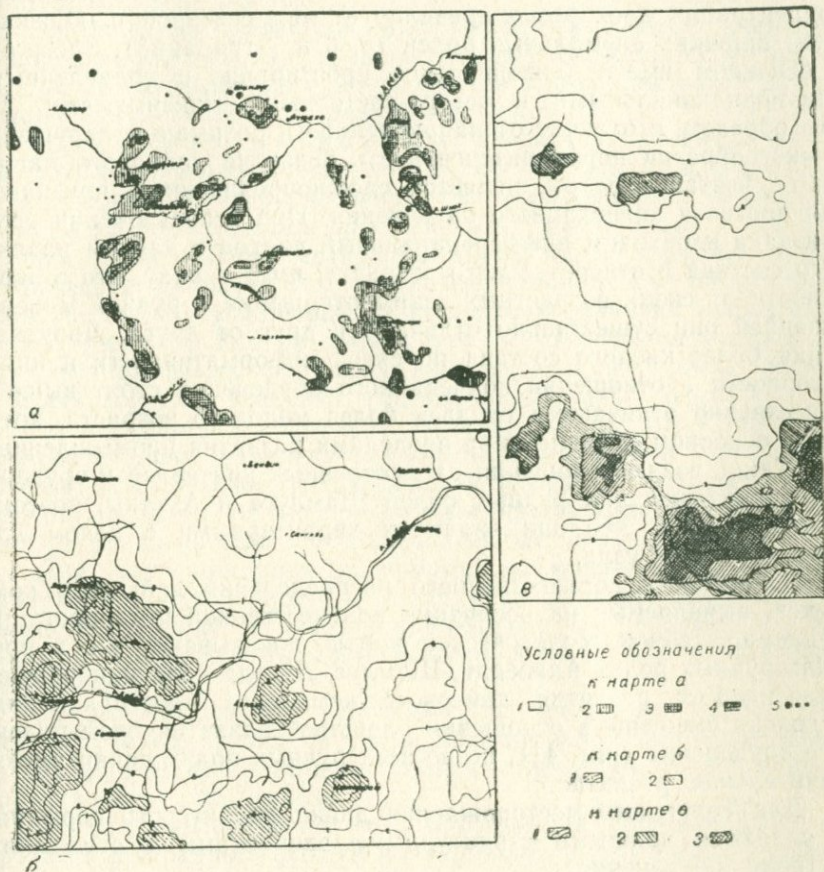


Рис. 41. Карты интенсивности развития дайкового комплекса: основы карт а, б, в те же, что и на рис. 39. Условные обозначения к карте а: 1—поля, в пределах которых дайки либо отсутствуют, либо имеют незначительное развитие; 2—поля низкой интенсивности проявления даек, 3—поля средней интенсивности проявления даек, 4—поля высшей интенсивности проявления даек, 5—месторождения и рудопроявления различных рудных формаций; к карте б: 1—изолинии градаций прогноза, 2—площади повышенной интенсивности признака; к карте в: 1—изолинии градаций признака, 2—площади повышенной интенсивности признака, 3—площади максимальной интенсивности признака.

него и реже кислого состава. По этому признаку рудное поле Алавердского месторождения четко разделяется на две части— северную и южную. Первая из них охватывает центральную часть месторождения со сравнительно низкими (фоновыми, 1, 2, реже 3 градаций) концентрациями даек, между тем как в южной части концентрация даек резко превалирует над северной с образованием широких аномальных полей (5, 6 и 7 градаций). Здесь они в основном имеют близширотное простирание с подавленными близмеридиональными и северо-восточными максимумами. Таким образом, в отличие от направленности разрывных нарушений и многообразия пород интенсивность развития дайкового магматизма, взятая в целом, является сложнопроявленным признаком для прогноза колчеданного оруденения. При использовании этого признака необходим дифференциальный подход к дайкам различного состава и относительного возраста, имея в виду, что в зависимости от своих возрастных взаимоотношений с рудной минерализацией они существенно отличаются друг от друга. Дорудные дайки более кислого состава по своей информативности и индикаторности в отношении колчеданного оруденения стоят выше и существенно отличаются от даек более молодого возраста, которые в основном проявлены за пределами развития промышленных руд. Такие взаимоотношения рассмотренных критериев и оруденения характерны для рудных полей Шамлуга и Ахталы, поэтому можно считать, что они являются характерными в целом для всего рудного узла.

Особенности количественного распределения дайкового комплекса, выявляемые на основании количественной интерпретации среднемасштабной геологической карты, показывают, что в пределах рудных полей Алаверди, Шамлуг, Ахтала поля наибольшей интенсивности развития дайкового комплекса пространственно несколько смещены в отношении площадей развития промышленного оруденения (рис. 41), но во всех рудных полях дайки имеют значительное развитие.

Для Техутского месторождения дайки диоритового порфирита являются важными структурными элементами в отношении контроля оруденения.

По суммарным данным количественной оценки двух информативных признаков (многообразие пород и напряженность разрывной тектоники) выделяются следующие три близмеридиональные зоны в качестве перспективных в отношении оруденения:

—полоса протяженностью 5—6 км и шириной 1—2,5 км, охватывающая рудопроявления Воскесар, Бендик, месторождение Шамлуг;

—полоса протяженностью 4 км и шириной 0,25—1,5 км от Ленрудника до рудопроявления Барит (Ераванк) включительно;
—полоса от с. Покр Айрум до Техутского месторождения медно-молибденовых руд, охватывающая экзо- и эндоконтакты Шнох-Кохбского массива.

Заслуживают внимания также отмеченные выше восточные и западные части (экзо- и эндоконтакты) Цахкашатского массива, где интенсивные поля многообразия пород сочетаются с умеренной напряженностью разрывной тектоники.

По суммарным данным количественной оценки трех информативных признаков (многообразия пород, напряженности разрывных нарушений, интенсивности развития дайкового комплекса) (рис. 42) на мелкомасштабной карте выделяются изометрические и вытянутые в близмеридиональном направлении поля, местами совпадающие с площадями развития промышленного оруденения. Все промышленные месторождения вулканогенно-гидротермальных формаций контролируются полями средних и (или) высоких значений многообразия пород разрывной тектоники и дайкового комплекса. Алавердское месторождение приурочено к полям с высшим значением многообразия пород, Шамлугское и Ахталское месторождения несколько смещены по отношению к нему, но все они характеризуются средней интенсивностью развития даек и дизъюнктивных нарушений.

Для плутоногенно-гидротермального оруденения отчетливо проявлены приуроченность к полям максимального значения разрывной тектоники и некоторое смещение по отношению полей высоких и средних значений многообразия пород и дайкового комплекса.

Таким образом, на основании количественной оценки трех информативных признаков на мелкомасштабной карте выделяются следующие перспективные поля в отношении промышленного колчеданного оруденения:

—зона близмеридионального простирания, шириной 1,5—2 км, проходит с западного фланга Алавердского рудного поля к северу, протяженность зоны около 8—9 км;

—зона также близмеридионального простирания, шириной порядка 1,5—2 км, протяженностью 5,5—5 км, расположена к востоку от Алавердского месторождения на 2—2,5 км. Эти две зоны соединяются поперечной перспективной в отношении оруденения зоной, которая проходит параллельно к реке Дебед;

—зона близширотного простирания, протягивается от месторождения Шамлуг до месторождения Ахтала и далее протягивается к северо-востоку на 3—4 км, а также к западу на 1—1,5 км от Шамлугского месторождения;

—участок изометрической формы, расположенный между рудными полями Алаверди и Ахтала.

В отношении перспективности плутоногенно-гидротермального оруденения, согласно количественной оценке трех критериев, выделяется близмеридиональная зона, шириной 1—1,5 км, протяженностью 5—5,5 км, которая протягивается от с. Шнох к югу до месторождения Техут и далее на 1—1,5 км. Близкими к этой зоне особенностями характеризуется участок, расположенный в 1,5—2 км к западу от Техутского месторождения.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ
ТЕРРИТОРИИ РУДНОГО УЗЛА АЛАВЕРДИ-ШАМЛУГ-
АХТАЛА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ АЛАВЕРДСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА

Анализ и обобщение приведенных в предыдущих главах работы данных, основанных на составленной авторами прогнознометаллогенической карте, дает основания считать, что богатства недр рассматриваемой территории не исчерпываются выявленными к настоящему времени запасами эндогенных руд. Детальный анализ каждого из проявленных здесь рудолокализирующих, рудоконтролирующих и рудогенических факторов дает основания считать, что прирост запасов можно ожидать как в пределах уже известных промышленных месторождений, так и на значительном удалении от них, в виде самостоятельных месторождений. К числу последних относятся следующие три участка:

—участок, расположенный в 2,5—3 км к северу от Алавердского месторождения, охватывающий площадь порядка 2—2,5 кв. км, который отличается высокой степенью многообразия пород, благоприятным сочетанием ее с высокой степенью проявления разрывных нарушений, с некоторым пространственным смещением полей интенсивного развития дайкового комплекса. Здесь выявлены высокие значения первичных и вторичных ореолов рассеяния, проявлены предрудные метасоматиты различных фаций, а также рудная минерализация в виде вкрапленности и прожилок;

—участок, расположенный в 5,5—6,0 км к востоку-северо-востоку от Алавердского месторождения, охватывающий площадь 1,5—2 кв. км между рудопоявлением Воскесар и месторождением Ахтала. Участок характеризуется благоприятным сочетанием высоких значений многообразия пород с таковыми разрывной тектоники. На этой же площади весьма интенсивно и разнообразно проявлены предрудные метасоматиты, развита рудная минерализация. Результаты первичных и вторичных ореолов, а также количественная оценка магнитометрической съемки, позволяют

предполагать наличие здесь (на глубине) еще не вскрытого эрозией промышленного колчеданного оруденения;

—на участке, расположенном в 4—4,5 км к юго-западу от Алавердского месторождения, площадью 1,5—2,5 км, установлена аналогичная с предыдущими двумя участками картина благоприятного сочетания высоких значений многообразия пород и разрывной тектоники с некоторым пространственным смещением полей интенсивного развития дайкового комплекса. Здесь также проявлены (но несколько слабее) гидротермальные метасоматиты различных фаций и рудная минерализация колчеданного типа.

3.1. НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

За пределами рассматриваемого рудного узла перспективным для выявления промышленного медно-молибденового плутоногенно-гидротермального оруденения является участок, расположенный между селениями Техут и Шнох, где на площади порядка 2,5—3 кв. км благоприятно сочетаются поля интенсивных разрывных нарушений, дайковых пород, которые местами сопровождаются также высокими значениями многообразия пород. Все отмеченные три участка в рудном узле Алаверди-Шамлуг-Ахтала, а также участок в пределах Техутского рудного поля заслуживают особого внимания в отношении выявления промышленного оруденения. В связи с этим необходимо здесь провести поисково-разведочные работы путем бурения скважин на всей площади указанных участков по профилям, расположенным друг от друга на расстоянии 500 м. При этом глубину буровых скважин необходимо проектировать так, чтобы они в пределах первых трех участков пробурили отмеченные выше все три рудоносные толщи—дебедскую, кошабердскую, шахтахтскую, а на четвертом—гидротермально измененные породы Шнох-Кохбской интрузии.

Перспективы увеличения разведанных запасов руд в пределах рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и Техутского рудного поля, как уже было отмечено выше, связаны с флангами и глубокими горизонтами известных рудоносных зон месторождений Алаверди, Шамлуг, Ахтала и Техут.

3.1.1. Алавердское рудное поле

Поисково-разведочные работы прежде всего следует проводить в висячем боку Алавердского меридионального разлома, в местах сочленения зоны разлома с пологопадающими межформа-

ционными контактами (Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, 1981).

Поскольку рудовмещающими образованиями являются кислые эффузивы кошабердской свиты, возникает необходимость в разбурировании их по всей мощности висячем, а также в лежащем боках меридионального разлома.

Поисково-разведочные работы из подземных горных выработок следует проводить следующим образом: при обнаружении в выработках рудных жил, а также дорудных разрывных нарушений широтного или близширотного простирания, несущих гидротермальное изменение, следует по восстающим достигать контакта агломератов с пепловыми туфами, где можно ожидать наличие рудных скоплений типа штоков и линз промышленного характера.

По одному из штреков штолен 5 или 6 (желательно из тех штреков, которые проходили по простиранию жил 12, 13, 14, 15) продолжать выработку на восток с целью подсечения одной из жил с зоной меридионального разлома.

Необходимо возобновить поисково-разведочные работы на участке Воскесар Алавердского рудного поля, где развиты также кислые эффузивы кошабердской свиты, с отдельными баритовыми, медно-сульфидными жилами близширотного простирания. В отмеченных эффузивах установлены тела кварцевых липарито-дацитов, которые являются одним из контролирующих факторов в локализации оруденения Ахталского месторождения. Необходимо работы на этом участке проводить с учетом вскрытия полной мощности как пепловых туфов дацитового состава, так и кварцевых плагиолипарито-дацитов.

В пределах Алавердского рудного поля, кроме участка Воскесар, имеется ряд рудопроявлений (Агви, Дарк, Акори и т. д.), которые характеризуются бедными рудами с содержанием в них полезного компонента ниже существующих кондиций. Касаясь перспективности этих рудопроявлений, надо отметить, что, в основном, их глубокие горизонты не разведаны, не составлены кондиционные крупномасштабные геологические карты, не выявлены условия и закономерности размещения меди во вмещающих породах рудопроявлений.

Для исследования глубоких горизонтов Акоринского месторождения следует из капитальной штольни 5 Алавердского месторождения один из западных штреков продолжить до участка Дарк, где на поверхности имеется несколько баритовых жил с близширотным простиранием, вмещающие породы которых содержат вкрапленность пирита, халькопирита и других сульфидов. Принимая во внимание вертикальную зональность медно-баритового оруденения, мы на глубоких горизонтах указанного участка

можем ожидать наличие медно-сульфидных прожилково-вкрапленных руд промышленного характера.

3.1.2. Шамлугское рудное поле

Поисково-разведочные работы необходимо проводить в западных частях отдельных блоков в висячем боку Шамлугского разлома, в местах сочленения крутопадающих даек и пологопадающих силлов экранирующих пород. Буровыми работами следует пересечь самые нижние ярусы экранирующих пород.

Для выяснения перспективности нижних горизонтов рудного поля, т. е. наличия под андезитовыми порфиридами дебедской свиты благоприятных для локализации оруденения пород, необходимо в лежащем боку широтного разлома, в местах, где указанные породы ближе расположены к поверхности, пробурить 2—3 скважины глубиной 300—350 м.

При обнаружении в подземных горных выработках рудных жил, а также разрывных нарушений широтного простирания, следует по ним восстающими достигать до экранирующих пород, где можно ожидать рудные тела в виде штоков и линз.

Как известно, низы стратиграфического разреза Шамлугского рудного поля прорываются мощными дайкообразными телами кварцевых кератофинов и кварцевых плагиопорфинов, являющимися корнями излияний их эффузивных разностей. Аналогичные тела встречаются как в районе с. Бендик, так и в районе Уч-килисинского (Ераванк) баритового месторождения. Следовательно, можно полагать, что силлы кварцевых кератофинов могли внедряться в контактовых ослабленных зонах, а именно, по контактам андезитовых порфиритов дебедской свиты с подстилающими породами, о которых мы пока не имеем никаких данных. Проверку перспективности нижних горизонтов рудного поля следует начинать на участке Бендик, где подошва дебедской свиты находится ближе к поверхности (абсолютные отметки 700—750). В случае, если бурение скважин даст положительные результаты, можно начинать планомерные поиски рудных концентраций в нижних горизонтах Шамлугского рудного поля.

Кроме участка Бендик, немаловажное значение представляют также участки Ераванк, Меркасар, Анкасар и т. д., которые характеризуются теми же рудоконтролирующими факторами. Особенно интересны глубокие горизонты отмеченных участков, так как в их пределах широким распространением пользуются туфы дацитов кошабердской свиты, которые гидротермально интенсивно переработаны и содержат вкрапленность сульфидной минера-

лизации. Они являются вторым рудовмещающим горизонтом Шамлугского месторождения, которые содержат ныне отработываемые промышленного значения жильные и прожилково-вкрапленные медно-сульфидные руды.

3.1.3. Ахталское рудное поле

Здесь необходимо проводить поисково-разведочные работы в основном в кварцевых плагипорфирах как висячем, так и в лежащем боках Ахталского меридионального разлома с учетом вскрытия контакта надрудных порфиритов. При этом будут подсечены разрывные нарушения, выполняющие роль рудоподводящих каналов. Указанные работы следует проводить на нижних горизонтах месторождения (гор. шт. 27 и 16).

Следует возобновить работы вдоль нарушений, контролируемых известные рудные тела. В свое время на месторождении были выявлены и отработаны несколько гнездообразных рудных тел, контролирующихся подобными нарушениями. Поиски вдоль последних не были продолжены, так как их значение в локализации оруденения тогда еще не было известно. Такими являются рудные тела № 1, 2, 3, 4.

Не выяснены перспективы глубоких горизонтов, хотя и имеются данные, подтверждающие наличие рудной минерализации на много ниже, чем разрабатываемые в настоящее время рудные тела.

Очень перспективными являются северо-восточный и северо-западный фланги месторождения, его глубокие горизонты. На этих флангах, помимо прожилково-вкрапленных руд, в контактовых частях их, с кварцевыми плагипорфирами можно встретить гнездообразные рудные тела промышленного характера.

3.1.4. Техутское рудное поле

Здесь особенно перспективными являются северный и северо-восточный фланги Техутского медно-молибденового месторождения, а также участок, расположенный между селениями Техут и Шнох. Исходя из благоприятного сочетания ряда рудоконтролирующих факторов значительные перспективы связаны также и с юго-западным флангом месторождения, где, учитывая размеры рудоносных зон Техутского месторождения, необходимо пробурить скважины по профилям, удаленными друг от друга на 500 м.

Кроме всего изложенного, Алавердский рудный район имеет перспективы для выявления золоторудного оруденения плутоногенно-гидротермальных рудных формаций. Петрохимический анализ Шнох-Кохбской гранитоидной интрузии, а также наличие здесь мощных вторичных ореолов рассеяния золота дает основания южную экзо- и эндоконтактовую зону, шириной 5—6 км, считать перспективной для выявления промышленного оруденения золота. Для выяснения этого вопроса необходимо провести специальные геохимические исследования в пределах всего интрузивного массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа над составлением прогнозно-металлогенической карты рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей Алавердского рудного района показала, что благодаря многолетним исследованиям большого коллектива геологов научно-исследовательских и производственных организаций накоплен большой и весьма интересный фактический материал, всесторонний анализ которого привел к определению основных рудогенических, рудоконтролирующих и рудо локализирующих факторов и важнейших поисково-прогнозных критериев оруденения.

При использовании этих факторов и критериев для прогнозных целей авторы стремились соблюдать ряд важнейших принципов, среди которых наиболее важным является принцип соответствия используемых факторов и поисково-прогнозных критериев масштабам прогнозируемых объектов. Следующим является принцип комплексного подхода или полноты учета факторов рудообразования, который обеспечил достоверность оценки их относительного значения для каждого конкретного прогнозируемого объекта. В силу неоднородности среды рудообразования рудоконтролирующие факторы обладают высокой изменчивостью и поэтому для целей прогнозирования были использованы не только главные, но и второстепенные факторы. Учтены характер и силы связи не только между рудоконтролирующими факторами и оруденением, но и между различными факторами. Важное значение уделено принципу оптимальности, учитывая, что максимальные значения факторов не всегда оптимальны для того или иного типа оруденения.

Выделяя рудоконтролирующие факторы для прогноза оруденения, авторы прежде всего исходили из конкретных результатов дифференциального рассмотрения закономерностей образования и размещения конкретных месторождений определенной формационной принадлежности, т. е. при анализе рудоконтролирующей роли геологических факторов соблюден принцип приоритета индуктивного подхода над дедуктивными.

Особое значение придавалось принципу историчности, т. е. все рудоконтролирующие факторы группировались по признаку вре-

мени образования, т. е. рассматривались в развитии и взаимосвязи, учитывая последовательность формирования их, тем самым обеспечивая выявление условий, благоприятных в определенные периоды времени для рудообразования.

Для количественного прогноза при геологическом картировании применялась количественная оценка материальных проявлений той геологической среды, в которой протекли рудообразовательные процессы—степень деформированности пород или напряженность разрывных нарушений, интенсивность развития даечного комплекса, тип и интенсивность метасоматических и метаморфических процессов, насыщенность данной площади интрузивными, субвулканическими, экструзивными образованиями, проявлениями рудной минерализации и т. д.

Принцип количественной оценки факторов рудообразования, заключающийся в установлении изменчивости геологических явлений и корреляционных связей между ними путем количественной характеристики их масштабов и интенсивности, использован для относительной характеристики влияния различных геологических явлений на рудообразование и числовой оценки каждого из рудоконтролирующих факторов для прогноза оруденения.

Числовые характеристики этих особенностей дали возможность определить типы их внутренней изменчивости, степень влияния рудоконтролирующих факторов на рудообразовательные процессы, оптимальные их значения для образования промышленных концентраций руд.

Вместе с тем выяснилось, что для более надежного прогноза, и в особенности количественного прогноза оруденения, полученного к настоящему времени фактического материала далеко не достаточно. В частности, остро чувствуется отсутствие детальных карт метасоматитов, зон трещиноватости, фундамента и скрытых тектонических структур, дешифровки аэровысотных и космических снимков, гравиметрических и других геофизических съемок крупных масштабов.

Кроме того, на примере рассматриваемого рудного района подтверждается плодотворность и прогрессивность структурно-формационного метода исследования для выявления закономерностей образования и размещения месторождений, определения критериев отличия перспективных в отношении рудоносности территорий от неперспективных, для количественного прогноза оруденения. Сопоставление возрастных и латеральных рядов рудных формаций с имеющимися данными по глубинному строению рудного района позволило подойти к объемному прогнозно-металлогеническому анализу, выяснению характера распределения оруденения по вертикали в стратиграфическом разрезе блоков с различными тенденциями перемещения и в соответствии с этим

различного расположения метаморфического фундамента. Полученные данные помогут решению вопросов вероятности обнаружения возникших в разные геологические эпохи месторождений, определению возможного размещения оруденения по отношению к современной поверхности рельефа.

Примененный авторами метод прогноза оруденения, основанный на количественной оценке геологической информации имеющихся карт, является рациональным и перспективным, он способствует не только выявлению перспективных площадей, более обоснованному направлению геолого-разведочных работ, но и стимулирует дальнейшее совершенствование необходимых для количественного прогнозирования оруденения структурно-формационных, металлогенических и других геологических карт, тем самым предопределяя тот уровень геологических исследований, которые могут удовлетворять современным требованиям прикладных проблем геологической науки.

- Аверин Ю. А.* О достоверности детального количественного прогнозирования на золоторудных полях Кураминской структурно-формационной зоны. В кн.: «Изучение структур рудных полей и методика разведки месторождений Средней Азии», Ташкент, 1975.
- Азарян Н. Р.* Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1963.
- Акбаров Х. А.* Детальное крупномасштабное количественное прогнозирование. В кн.: «Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и методы их поисков», Ташкент, 1974.
- Акопян М. С., Мелконян Р. Л.* К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных. Геохимия, 1981, № 6.
- Алтунян А. З. и др.* К геологии и условиям образования агломератовых пород Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, № 5, 1979.
- Асланян А. Т.* Стратиграфия юрских отложений Северной Армении, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1949.
- Асланян А. Т.* Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
- Асланян А. Т. и др.* Техутское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIII, п. 5, 1980.
- Атабекян А. А.* К вопросу о сеномане района с. Иджеван Армянской ССР, ДАН АрмССР, т. XVII № 1, 1953.
- Бабаев К. Л., Быков Л. А.* Количественные принципы металлогенического анализа на примере Средней Азии. Тезисы докладов V Всесоюзного металлогенического совещания, июнь, 1968, Фрунзе, 1968.
- Багдасарян Г. П.* О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В кн. «Абсолютное датирование по данным 1964 года», «Наука», М., 1966.
- Багдасарян Г. П.* Абсолютный возраст некоторых рудных формаций Армении. «Наука», М., 1966.
- Багдасарян Г. П.* Радиолого-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 5.
- Багдасарян Г. П., Пароникян В. О.* Геолого-радиологические данные о палеогеновых магматических породах Марцигетского рудного поля. В кн. «Магматизм и рудообразование Армянской ССР». Зап. Армянского отд. ВМО, вып. 9, 1978.

- Багдасарян Г. П., Мелконян Р. Л.* Новые данные по петрографии и геохронологии вулканогенных и субвулканических образований Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, №6, 1968.
- Багдасарян А. Х.* Строение земной коры в различных районах Кавказа. Ереван, 1974.
- Баласанян С. И.* Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны, Ереван, 1963.
- Баласанян С. И.* Основные черты магматизма Армении, Ереван, 1968.
- Барсуков В. Л.* Магматизм сквозных зон нарушений Приморья и магматические индикаторы рудоконцентрирующих структур.—В кн.: «Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья», «Наука», М., 1977.
- Белоусов А. Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. «Наука», Новосибирск, 1976.
- Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова Э. Г.* Вулканические формации. «Наука», 1982.
- Билибин Ю. А.* Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., №5, 1947.
- Боровко Н. Н.* Количественный анализ полевых критериев крупных эндогенных рудных месторождений, М., ВИЭМС, 1973.
- Боровко Н. Н., Мишин Л. Г., Литикайнен В. И.* Количественные методы прогнозирования оловорудных месторождений Дальнего Востока, М., ВИЭМС, 1973.
- Варданян С. У.* Роль физико-механических свойств в локализации слепых рудных тел и особенности их поисков, Изв. ВУЗ, №2, 1961.
- Вартанян С. У., Мелконян Р. Л.* Некоторые аспекты взаимосвязи петрохимических и петрофизических исследований пород колчеданных месторождений Северной Армении. В сб.: «Вопросы петрохимии», Л., 1969.
- Вартапетян Б. С.* Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1965.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород, «Мир», М., 1969.
- Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
- Гагаев В. Н.* Количественная оценка перспективности площадей в масштабе 1:50.000 для условий Комсомольского оловорудного района, Методы развед. геофиз., вып. 15, 1972.
- Григорян С. В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений, Советская геология, №1, 1973.
- Григорян С. В., Янушевский Е. М.* Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения, «Недра», М., 1968.
- Григорян С. М.* Асселины палеогеновых отложений Армянской ССР и их стратиграфическое значение, Изв. АН АрмССР, №5, 1966.
- Грушевой В. Г.* Алавердское медное месторождение в Закавказье. М., 1930.

- Грушевой В. Г.* Медное месторождение Алавердского района Армянской ССР (Закавказье), Тр. ЦНИГРИ, вып. 36, Л.-М., 1935.
- Жариков В. А., Омеляненко В. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. «Недра», М., 1961.
- Захаров Е. Е.* О некоторых вопросах классификации рудных месторождений, Советская геология, № 9, 1965.
- Зималина В. Я., Никифоров Н. А., Садвакасов М. С., Шахтман П. А.* Оценка достоверности прогнозирования скрытого сурьмяно-ртутного оруденения на месторождении складчатого типа. В кн.: «Изучение структур рудных полей и методика разведки месторождений Средней Азии», Ташкент, 1975.
- Зограбян С. А.* Об условиях залегания и возрасте кварцевых плагипорфиров Ахтальского месторождения, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 18, № 6, 1965.
- Зограбян С. А.* Структура и условия образования Ахтальского месторождения, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
- Измененные породы и их поисковое значение. Под. ред. Д. С. Коржинского. «Недра», М., 1981.
- Изох Э. И.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. «Недра», М., 1978.
- Казарян А. Г., Ананян Э. В.* К вопросу о полосчатости в дайках диабазовых порфиритов. Доклады АН СССР, т. 169, № 2, 1966.
- Казарян Г. А.* К вопросу происхождения плагногранитов. В сб.: «Вопросы минералогии и петрологии Армянской ССР», Изд. АН АрмССР, 1966.
- Казарян Г. А.* О полосчатом строении диабаз-порфиритовых даек Алавердского района. Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
- Казарян Г. А.* Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн.: «Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР», Изд. АН АрмССР, 1971.
- Казарян Г. А., Баласанян С. И.* Интрузивные породы Армянской части Сомхето-Карабахской зоны. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. III. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1966.
- Казарян С. В.* Новые данные о нижней части геологического разреза Алавердского района Армянской ССР, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 22, № 5, 1969.
- Камилов М. М., Маринов Т. М., Ташабаева М. Х.* Алгоритмы вычисления оценок и их применения при решении геологических задач. В сб. «Применение математических методов в геологии», Новосибирск, 1975.
- Карапетян А. И.* Штрмейерит в рудах Ахтальского полиметаллического месторождения, ДАН АрмССР, 1961, т. 33, № 5.
- Карапетян А. И.* Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван, 1982.
- Карапетян А. И.* К вопросу выделения рудных формаций на примере эндогенных месторождений Армянской ССР, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1969.

- Карапетян А. И., Гуюмджян О. П., Налбандян Э. М.* О роли цеолитизации в происхождении полосчатости даек бассейна р. Лалвар Армянской ССР, Изв. АН Армянской ССР, сер. Науки о Земле, № 6, 1983.
- Карапетян А. И., Гуюмджян О. П., Налбандян Э. М.* Об обнаружении интенсивной цеолитизации в пределах дебедской свиты Алавердского рудного поля, ДАН АрмССР, т. X, 1983.
- Количественные методы прогнозирования месторождений. Методические рекомендации, ВСЕГЕИ, Л., 1980.
- Константинов Р. М.* Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. В кн.: «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов», «Недра», М., 1965.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов, Изд. АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях, Тр. Лаб. вулканогении, № 19, 1961.
- Королев В. А., Шахтман П. А.* Принципы количественного прогнозирования при металлогенических исследованиях и методика анализа минералогических факторов. Металлогения Тянь-Шаня. Тезисы докл. У Всесоюзн. металлоген. сов. (июнь 1968, г. Фрунзе), 1968.
- Королев В. А., Фатхуллаев Ш. Д.* Методика оптического моделирования тектонических структур при металлогенических исследованиях. В сб.: «Металлогения Тянь-Шаня» (тезисы докл.), Фрунзе, 1968.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д. В. Рундквиста, Л., 1978.
- Кузнецов В. А.* Рудные формации. Геология и геофизика, № 6, 1972.
- Кузнецов В. А.* Магматизм и рудные формации. В кн.: «Проблемы магматической геологии», Новосибирск, 1973.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А.* Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования. Геология и геофизика, 1972, № 5.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А.* Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика. В кн.: «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири», «Наука», М., 1972.
- Кузнецов В. А.* Генетические ряды и серии рудных формаций. В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», Ташкент, 1975.
- Кузнецов Ю. А.* Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма», «Наука», М., 1979.
- Кушнарев И. П.* Глубины образования эндогенных рудных месторождений, «Недра», М., 1969.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.* Юрский вулканизм Армении, «Наука», 1965.
- Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.

- Магакьян И. Г. Основы металлогении материков, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
- Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковое значение. В сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций», «Недра», 1965.
- Магакьян И. Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР, ДАН АрмССР, т. 43, № 4, 1966.
- Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, Изд. АН АрмССР, 1981.
- Малхасян Э. Г. Лалварский дюмортьерит, ДАН Армянской ССР, I, XXXIV, 1962.
- Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. В сб.: «Вопросы геологии Кавказа», Изд. АН АрмССР, 1964.
- Малхасян Э. Г. Юрские вулканические породы. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. IV, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1970.,
- Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Автореф. докт. дисс., 1970.
- Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых плаггиопорфиров Северной Армении, ДАН АрмССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
- Маринов Т. М., Акбаров Х. А., Тишабаева М. Х. Методы количественного прогнозирования с применением ЭВМ и их роль в повышении эффективности геологоразведочных работ. Тр. САИГИМСа, вып. I, Ташкент, 1974.
- Маринов Т. М., Акбаров Х. А., Швецов А. Д., Умаросоджаев М. У., Кузнецов Ж. Н. Количественное прогнозирование эндогенного оруденения в рудных полях Средней Азии, Изд. ФАН УзССР, Ташкент, 1983.
- Мелкоян Р. Л. Интрузивные комплексы Алавердского рудного района. Автореф. канд. дисс., М. 1971.
- Мелкоян Р. Л., Мкртчян Г. М. Закономерности распределения меди и вопросы металлогенической специализации геосинклинальных магматических формаций Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1970.
- Мелкоян Р. Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: «Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР», Изд. АН АрмССР, 1976.
- Методическое пособие по металлогении. Под ред. Б. Е. Ерофеева, В. Т. Матвеевко, М., 1976.
- Мишин Л. Т. Анализ системы притоков и их геологического содержания при прогнозировании рудных месторождений, «Экспрессинформ», сер. 3, № 4 (ВИЭМС), 1974.
- Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. «Мир», М., 1976.
- Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского района. Изв. АН АрмССР, т. X, № 3, 1957.

- Мкртчян Г. М., Мелконян Р. Л.* Влияние химического состава пород на интенсивность спектральных линий меди и пути его устранения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1970.
- Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А.* Алавердский рудный район (геология и рудоносность), Изд. АН АрмССР, 1968.
- Морозов Н. Л.* Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис, Изв. СПб Политех. ин-та, т. XVII, 1912.
- Наковник Н. И.* Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и фактическое значение. ЗВМО, т. XXXIII, № 2, 1954.
- Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР, «Недра», М., 1964.
- Налбандян Э. М.* Особенности гидротермального метаморфизма в связи с многофазным характером развития среднеюрского вулканизма в Алавердском рудном районе. Изв. АН АрмССР, «Науки о Земле», № 6, 1968.
- Налбандян Э. М.* Гидротермальные изменения рудовмещающих пород колчеданных месторождений Алавердского рудного района Армянской ССР, Автореф. канд. дис., Ереван, 1970.
- Овечкин В. В., Швецов А. Д.* К методике прогнозирования эндогенного оруденения с применением программы распознавания. В сб.: «Вопросы методики поисков, разведки и опробований месторождений полезных ископаемых», Ташкент, 1975.
- Одикадзе Г. Л.* Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности формирования в них редких и рудных элементов. Автореф. докт. дисс., 1969.
- Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, Л., 1971.
- Остроумова А. С.* Эволюция и строение рудоносных вулканотектонических структур центрального типа (на примере Алавердского рудного района Армении). Мезозойский и Кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Тезисы доклада на V Всесоюзном вулканологическом совещании, Тбилиси, 1980.
- Панцулая В. В.* Систематика рудных формаций и металлогенических зон Грузии. Автореф. докт. дисс., 1976.
- Пароникян В. О.* К минералогии Ахталского полиметаллического месторождения, Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. науки, № 6, 1962.
- Пароникян В. О.* К вопросу о корреляционной связи между содержаниями рудообразующих химических элементов на одном из полиметаллических месторождений Армянской ССР, Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. науки, № 6, 1963.
- Пароникян В. О.* Корреляционные связи между содержаниями главных компонентов руд полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Армянской ССР, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1970.
- Пароникян В. О., Мкртчян Г. М.* Распределение меди в породах Алавердского рудного района, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1971.

- Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилегающих частей малого Кавказа, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.
- Паффенгольц К. Н.* Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа, Госгеолиздат, 1948.
- Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород», 1960 (Международный геологический конгресс).
- Петросов И. Х.* К вопросу о генезисе вторичных кварцитов (огнеупорных пород) Тумаянского месторождения, Изв. АН АрмССР, т. XXV, № 2, 1972.
- Поспелов Г. С.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. «Наука», Новосибирск, 1973.
- Принципы и методика геологических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений (методические рекомендации). Под ред. А. А. Смыслова и др. «Недра», Л., 1979.
- Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций, М., 1977.
- Пчелинцев В. Ф.* Фауна догера окрестностей Алаверди в Закавказье (Армения), Изв. Геол. ком., т. XV, 1927.
- Ракевич Е. А.* Критерии глубинности и зональности В кн.: «Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поле», Владивосток, 1971.
- Ревердатто В. В.* Фации контактового метаморфизма. «Недра», М., 1970.
- Ренгартен В. П.* Тектоника Армянской зоны. В кн.: «Геология СССР, Закавказье», т. X, 1941.
- Ратман И. П.* Андалузит и силлиманит Кондохского месторождения. Вест. Ленингр. ун-та, 24, 1967.
- Рундквист В. А., Унксов В. А., Мильштейн Д. М.* Рудоносные зоны разломов, их морфокинематическая характеристика и глубинность. В кн.: «Разломы земной коры», М., 1976.
- Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Рудоносность гидротермально-метасоматических структур земной коры. «Недра», Л., 1981.
- Свешникова Е. В.* Магматические комплексы центрального типа, М., 1973.
- Сейранян В. Б.* О рудных минералах в породах кровли Шамлугского месторождения (Сов. Армения). Изв. ВУЗ-ов, «Геология и разведка», № 9, 1970.
- Скипин Г. Г., Скипин А. Г.* Кольцевые структуры—рудоконтролирующий фактор колчеданного оруденения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1982.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. «Недра», М., 1969.
- Смирнов С. С.* Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.
- Смирнов С. С.* Рецензия на статью П. Нингли «Систематика магматогенных рудных месторождений», Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947, с. 154—159.
- Соловьев В. В.* Структурно-геоморфологические предпосылки. В кн.: «Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций», М., 1977.

- Соловьев В. В.* Структуры центрального типа территорий СССР, по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка к карте морфоструктур. центр. терр. СССР. Масштаб 1:10.000.000, Л., 1978.
- Сопко П. Ф.* Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района, Изд. АН АрмССР, 1961.
- Сопко П. Ф.* Условия локализации колчеданного оруденения в Алавердском рудном поле. В сб.: «Вопросы магматизма, метасоматизма и рудообразования», М., 1963.
- Сорский Г. А.* Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. В сб.: «Глубинное строение Кавказа», «Наука», М., 1966.
- Строна П. А.* Основы металлогении. Курс лекций. Л., 1970 г.
- Харазян Э. Х.* Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахского хребта. Изв. АН АрмССР, № 5, 1968.
- Харкевич Д. С., Москалева В. Н.* Карта магматических формаций СССР (краткая объяснительная записка). Л., 1971.
- Хачатурян Э. А.* Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР, Изд. АН АрмССР, 1977.
- Шаталов Е. Т.* Принципы составления металлогенических карт. В кн.: «Вопросы металлогении», М., 1965.
- Шаталов Е. Т.* Некоторые вопросы развития региональной металлогении. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. V, «Недра», М., 1969.
- Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В., Диоков А. И., Томсон И. Н.* Основные принципы составления металлогенических и прогнозных карт, М., 1964.
- Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, Баку, 1966.
- Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа, М., 1980.
- Яковлев Г. Ф., Старостин В. И.* Тектоно-вулканические структуры колчеданных полей Южного Урала и методы их изучения. В кн.: «Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях», под ред. Г. Ф. Яковлева, М., 1973.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие</i>	5
Введение	6
Глава первая	
Научные основы прогнозной оценки рудоносности рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей территории Армянской ССР	9
1.1. Поисково-прогнозные критерии рудоносности	11
1.1.1. Литолого-стратиграфические поисково-прогнозные критерии рудоносности	12
Киммерийский тектономагматический этап	12
Альпийский тектономагматический этап	21
1.1.2. Структурно-тектонические поисково-прогнозные критерии рудоносности	26
О кольцевых структурах	30
1.1.3. Магматические поисково-прогнозные критерии рудоносности	34
Плутонические формации киммерийского тектономагматического этапа	35
Плутонические формации альпийского (новоальпийского) тектономагматического этапа	46
Сравнительная петрохимическая характеристика плутонических формаций различных тектономагматических этапов и петрохимические аспекты рудоносности	51
Сравнительная петрохимическая характеристика вулканических формаций рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей	57
Последовательность формирования вулканических формаций Алавердской вулканотектонической структуры и их рудоносность	66
1.1.4. Метаморфические и метасоматические изменения пород как поисково-прогнозные критерии рудоносности	68
Контактово-метаморфические и контактово-метасоматические образования	68
Региональные и околорудные гидротермальные метасоматиты и их рудоносность	79

1.1.5. Проявления рудной минерализации как прямые поисково-прогнозные критерии рудоносности	94
Формационный анализ руд и его значение для прогноза оруденения	94
Медноколчеданная формация	101
Колчеданно-барито-полиметаллическая формация	113
Медно-молибденовая формация	129
Формации железных руд	132
Формация баритовых руд	132
Формация ртутных руд (киноварная формация)	132
Золоторудные формации	132
1.1.6. Вторичные ореолы рассеяния как поисково-прогнозные критерии рудоносности	135
1.1.7. Уровень эрозионного среза как важнейший поисково-прогнозный критерий рудоносности	147

Глава вторая

Прогноз оруденения	152
2.1. Качественный прогноз рудоносности	153
2.2. Количественный прогноз рудоносности	156

Глава третья

Прогнозная оценка перспектив рудоносности территории рудного узла Алаверди-Шамлуг-Ахтала и прилегающих частей алавердского рудного района	168
3.1. Направление поисково-разведочных работ	169
3.1.1. Алавердское рудное поле	169
3.1.2. Шамлугское рудное поле	171
3.1.3. Ахтальское рудное поле	172
3.1.4. Техутское рудное поле	172
Заключение	174
Литература	177

РУДНЫЙ УЗЕЛ АЛАВЕРДИ-ШАМЛУГ-АХТАЛА

(Научные основы и методы прогноза рудоносности)

Редактор издательства **В. В. Амирханян**
Художник **А. М. Цатурян**
Худ. редактор **Г. Н. Горцакалян**
Тех. редактор **А. М. Манучарян, А. Г. Амаякян**
Корректор **З. Е. Аракелян**

ИБ № 1157

Сдано в набор 15.12.1986 г. Подписано к печати 16.07.1987 г. ВФ 02506
Формат 60×84¹/₁₆. Бумага № 2 Шрифт литератур. высокая печать. Печ. л.
11,25+2 кл. Усл. печ. л. 10,46. Учетно-изд. л. 11,8. Тираж 1000. Заказ № 936

Изд. № 7011. Цена 1 р. 60 к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24 г.
Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин.