

1123

म॥ ७५२.

Абовянс. и др.

Геол., рудонос. и

Мин.-геохим. особ. пород

Ереван, 1970

УДК 55(1).549.2. 550.4

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

№ 2361-71

549:550.4

С.Б.Абовян
В.О.Пароникян
А.Ш.Матевосян

ГЕОЛОГИЯ, РУДОНОСНОСТЬ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АМАСИЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
АРМЯНСКОЙ ССР

Ереван - 1970



1123

29033

Амасийский рудный район находится в СЗ части Армянской ССР на высоте около 2000 м в пределах западных отрогов Базумского хребта, в бассейне р.Ахурян, Существенной особенностью района является развитие массивов ультраосновных и основных интрузивных пород, слагающих СЗ часть дугообразного Севано-Амасийского пояса Армянской ССР. Пояс прослеживается с ЮВ на СЗ из бассейна оз.Севан, через Степанаванский район к Амасийскому и представляет собой восточный сегмент обширного Средиземноморского пояса (Малая Азия, Балканы, Альпы). С названными породами связаны разнообразные метасоматические образования и типы руд. Выделяется ряд парагенетических минеральных ассоциаций, связанных с различными этапами и стадиями магматической, пневматолито-гидротермальной и гидротермальной деятельности.

Краткая геолого-тектоническая характеристика

Стратиграфический разрез описываемого района снизу вверх представляется в следующем виде:

Наиболее древние породы относятся к нижнемеловому возрасту. Представлены они карбонатными отложениями с прослоями вулканогенных пород, а в нижней части - метаморфических сланцев. Толща имеет общую мощность около 1800 м и развита в восточной части района.

Выше залегает свита светлосерых, иногда песчанистых и окремненных известняков турона-сенона-палеоцена, содержащих в основании прослой песчаников, порфиритов, их туфов и туфобрекчий. Мощность свиты 1500-1600 м.

На них согласно залегает свита туфопесчаников, туфоконгломератов, известняков и реже порфиритов, относимых к нижнему эоцену, на основании фауны нуммулитов.

Выше располагается мощная (свыше 2,5 км) толща среднего - верхнего эоцена, представленная в нижней части туфогенными песчаниками с характерной нуммулитовой фауной и туфосланцами, а в верхней части - порфиритами и их брекчиями, переслаивающимися с туффитами, туфогенными песчаниками и частью известняками.

В западной части района трансгрессивно, с угловым несогласием, на размытой поверхности древних пород, от сенона до эоцена включительно, залегает вулканогенная толща олигоцена, представленная андезитами, их туфами и туфобрекчиями. Мощность толщи до

200 м.

Породы эоцена и олигоцена интенсивно дислоцированы и перекрыты полого падающей мощной (около 1,5 км) толщей лавовых потоков мио-плиоцена, представленных в основании базальтами (местами долеритовыми), переходящими кверху в андезито-базальты и андезиты.

Следующими по возрасту являются постплиоценовые породы, представленные четвертичными лавами, различными аллювиально-делювиальными, пролювиальными и ледниковыми отложениями.

В тектоническом отношении описываемый район входит в Армянскую складчатую зону, слагающую СЗ часть Севанской эвгеосинклинальной зоны. Последняя соответствует Севано-Амасийской структурно-металлогенической зоне по И.Г.Магакяну и С.С.Мкртчяну (1957). С севера она граничит с Сомхето-Карабахской полого-складчатой зоной, характеризующейся широтным простиранием складчатых структур. Граница между указанными зонами проходит по глубинному разлому, который, начиная с юга, разделял две зоны с различно развивающимися структурами.

Из структур более низшего порядка в районе развита крупная Базумская антиклиналь широтного простирания, осложненная вторичной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями типа надвигов, сбросов и взбросов. Непосредственно в районе выходов интрузивов ультраосновных и основных пород наблюдается две системы складчатости. Одна система складок, сложенная главным образом нижнемеловыми отложениями, имеет общекавказское и широтное простирание и проявляется в восточной части района в пределах Базумского хребта. Вторая система складчатости, сложенная верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, вытянута в СВ направлении и проявляется отчетливо в западной части района в пределах Меграшатского (Мумуханского) хребта.

По региональному нарушению широтного простирания, прослеживаемому в южной части района, верхнемеловые отложения надвинуты на палеогеновые, которые слагают крупную синклинальную складку Ширакского хребта.

Ультраосновные и основные интрузивные породы приурочены к ядерной части антиклинали Меграшатского хребта, вытянуты согласно с его осью и прорывают отложения до нижнего эоцена включительно.

Описание массива ультраосновных и основных пород

В Амасийском рудном районе ультраосновные и основные интрузивные породы слагают один крупный Мумухан-Красарский массив и ряд его небольших апофиз площадью до 0,5 кв.км. Из них четыре выхода располагаются между сс.Красар-Арпа, два выхода - к СЗ от сел.Мусаелян и три выхода - в окрестностях сел.Дашкерпи.

Мумухан-Красарский массив вытянут в СВ направлении между сс.Мумухан и Красар на протяжении 10 км. Ширина его колеблется в пределах от 2 до 3 км. Общая площадь равняется 25 кв.км. По форме массив напоминает вытянутый в СВ направлении шток. Он внедрен в изоклинальную антиклинальную складчатую структуру, сложенную сенонскими и эоценовыми вулканогенно-осадочными породами. На ЮВ и СЗ массив прорывает отложения сенона и эоцена, падающие на СЗ и СВ под углом $30-75^{\circ}$. На северной оконечности массив несогласно перекрывается четвертичными лавами андезито-базальтового состава. К югу от массива, вдоль левого борта дороги, ведущей из сел.Дашкерпи к Амасийскому месторождению, обнажается небольшой выход ультраосновных пород, прорывающий туфогенные песчаники с характерной фауной нижнего эоцена. Из вышеизложенного ясно, что возраст массива определяется как посленижнеэоценовый, т.к. он прорывает отложения до среднего эоцена.

Распределение пород внутри массива следующее: СЗ часть слагается габбро, которые в виде полосы, шириной примерно в 1,5 км, тянутся с ЮЗ на СВ. ЮВ часть массива сложена ультраосновными породами, среди которых преобладают перидотиты. Дуниты и пироксениты имеют меньшее развитие и в виде отдельных линзо-, реже шпирообразных тел, вытянутых в СВ направлении, встречаются среди перидотитов. Все разновидности ультраосновных пород в различной степени серпентинизированы и местами превращены в типичные серпентиниты. Ультраосновные породы массива слагают наиболее раннюю интрузивную фазу, жильные породы которой представлены небольшими дайкообразными телами крупнокристаллического пироксенита.

Из основных пород, кроме нормального габбро, встречаются габбро-нориты, роговообманковые и оливиновые габбро, троктолиты, реже диориты, кварцевые диориты и весьма редко плагиограниты. Оливиновые габбро и троктолиты связаны постепенными переходами с перидотитами и относятся к породам первой интрузивной фазы. Габбро, габбро-нориты, роговообманковые габбро, диориты, кварцевые

диориты и плагиограниты связаны между собой постепенными переходами и относятся к более поздней интрузивной фазе внедрения. Жильные породы этой фазы представлены дайками оливиновых габбро, габбро-порфиров, габбро-пегматитов, анортозитов, габбро-диабазов. Наконец, третью интрузивную фазу составляют небольшие тела кварцевых диоритов и плагиогранитов, с которыми, вероятно, связаны кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы. В ЮВ части массива вдоль его границы с вмещающими известняками и вулканогенными породами обнажаются габбро-амфиболиты, а в районе г. Езнасар (Инак) - в гранатсодержащие амфиболово-кварцевые сланцы. Массив сечется в различных участках дайками диабазов и диабазовых порфиров, являющихся, вероятно, корнями излияния более молодых лав.

Среди ультраосновных пород разбросаны останцы частично измененных известняков, поднятых при внедрении интрузива, общая площадь останцев равна 1,5 кв. км. Местами породы массива вдоль тектонически нарушенных зон сильно изменены - разрушены; к ним приурочены проявления сурьмяно-мышьяковых руд. Эти измененные породы в виде линз и зон, мощностью от 1-5 до 12-45 м прослеживаются с небольшими перерывами от 100-150 м до 1800 м, причем простирание их совпадает с общей вытянутостью массива. Вдоль границ массива, на контакте перидотитов с известняками наблюдается развитие кварц-карбонатных пород - лиственитов.

Из изложенного ясно, что как ультраосновные, так и основные породы и связанные с последними диориты, кварцевые диориты и реже плагиограниты генетически связаны с единым магматическим очагом и представляют собой продукт глубинной дифференциации магмы с последующим внедрением вначале ультраосновных пород, затем основных и кислых. В процессе внедрения происходила дальнейшая "местная" дифференциация, в результате которой образовались троктолиты и оливиновые габбро, связанные с перидотитами, и диориты и плагиограниты, связанные с габбро.

К югу и ЮВ от Мумухан-Красарского массива, в пределах северного склона Ширакского хребта большое развитие имеют породы габбрового и габбро-диоритового состава, слагающие пласто- и силлообразные тела. По своему геологическому положению, морфологическим особенностям, особенностям петрографического состава (однородность, отсутствие типичных габбро и переходов в троктолиты и оливиновые габбро) и геохимическим признакам они резко отличаются от описанных выше соответствующих пород Мумухан-Красарского массива и, вероятно, генетически не связаны с ними.

На это указывал ранее Т.Ш.Татевосян (1950).

Ниже приводится краткое описание главных типов пород.

П е р и д о т и т ы . Среди ультраосновных пород перидотиты пользуются наибольшим распространением.

Макроскопически представляют собой зеленовато-серые или черные породы порфировидного оолика, обусловленного вкрапленниками пироксенов размерами до 1 см. С поверхности покрыты неровной коркой выветривания серого цвета.

Минеральный состав их следующий: оливин, ромбический и моноклинный пироксены. Чаще всего присутствуют обе разновидности пироксенов (лерцолит), несколько меньше — только ромбический пироксен (гарцбургит) и редко — только моноклинный пироксен (верлит). Вторичные минералы представлены серпентином, хлоритом, реже карбонатом; рудные минералы — хромшпинелидом и магнетитом (вторичным). Структура гипидиоморфнозернистая, в серпентинизированных разностях — петельчатая.

Д у н и т ы . По сравнению с перидотитами пользуются меньшим распространением.

Представляют собой плотные мелкозернистые породы зеленовато-серого, зеленовато-синего и черного цветов. При выветривании приобретают буровато-желтую ровную поверхность.

Это существенно оливиновая порода, в которой в качестве акцессорных минералов присутствуют хромшпинелид и магнетит (вторичный). Вторичные минералы представлены серпентином, реже хлоритом и карбонатом. Структура свежих дунитов — панидиоморфнозернистая, серпентинизированных — петельчатая.

П и р о к с е н и т ы . Среди ультраосновных пород пользуются наименьшим распространением. Образуют два морфологических типа — шлировый среди перидотитов и жильный — среди перидотитов и габбро. Представляют собой средне- и крупнокристаллическую породу зеленовато-серого или темно-серого цвета. Чаще всего пироксениты представлены вебстеритами, реже — авгититами. Иногда в их составе появляется оливин. Из рудных минералов присутствуют хромшпинелид и магнетит. Структура — аллотриоморфнозернистая, а оливиновых разновидностей — гипидиоморфнозернистая.

Т р о к т о л и т ы и **о л и в и н о в ы е г а б б р о** . Имеют подчиненное распространение среди пород основного состава.

Макроскопически — это массивные средне- и мелкозернистые породы от светло-зеленого до темно-серого и черного цветов.

В минеральном отношении троктолиты характеризуются различными количественными соотношениями плагиоклаза и оливина, а оливиновые габбро - плагиоклаза, пироксена и оливина, вследствие чего среди них выделяются разновидности от лейкократовых до меланократовых. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидом, магнетитом и апатитом; вторичные минералы - эпидотом, серицитом, хлоритом, карбонатом, пелитовым веществом, реже пренитом. Структура пород - гипидиоморфнозернистая, габбровая.

Г а б б р о и г а б б р о - н о р и т ы, Развиты в СВ части Мумухан-Красарского массива, причем габбро-нориты имеют подчиненное распространение.

Внешне это массивные средне-, реже мелкозернистые породы с различными оттенками серого цвета.

Минеральный состав габбро: плагиоклаз, моноклинный пироксен; габбро-норитов - плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом, пелитовым веществом, пренитом и роговой обманкой; акцессорные - магнетитом, апатитом и флюоритом. Структура - гипидиоморфнозернистая, габбровая.

Р о г о в о о б м а н к о в ы е г а б б р о. Широко распространены среди пород основного состава.

Макроскопически - это средне-, реже мелкозернистые массивные породы темно-серого и серовато-черного цвета.

Минеральный состав следующий: плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, пелитовым веществом, карбонатом; акцессорные - магнетитом, титаномagnetитом, апатитом. Судя по редким остаточным структурам роговая обманка развилась по пироксенам. Структура породы - гипидиоморфнозернистая, габбровая.

Г а б б р о - п е г м а т и т ы и а н о р т о з и т ы. Играть незначительную роль в строении пород основного состава.

По условиям залегания образуют два морфологических типа - шлировый или сингенетический и жильный или эпигенетический. Если последний тип встречается среди габбро и ультраосновных пород, то первый - только среди габбро.

Габбро-пегматиты - это крупно- и гигантокристаллические породы от зеленовато-серого до черного цвета. В зависимости от количественного соотношения слагающих минералов - пироксена (роговой обманки) и плагиоклаза (№ 40-78) среди них выделяются мелано-, мезо- и лейкократовые разновидности. Анортозиты - это су-

щественно плагиоклазовые (№ 55-80) породы с незначительным количеством цветных минералов - оливина, реже моноклинного пироксена. Вторичные минералы в обоих типах пород представлены серицитом, минералами группы эпидота, серпентином, карбонатом, пелитовым веществом, тремолитом, хлоритом, реже пренитом; акцессорные минералы - сфеном, титаномagnetитом, хромшпинелидом, сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин). Структура - гипидиоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая.

Г а б р о - д и а б а з ы и г а б р о - п о р ф и р и т ы . Представляют мелкозернистые или плотные породы темно- или черно-зеленого цвета с резко выраженным порфировым обликом (для габбро-порфиров).

Минеральный состав следующий: плагиоклаз (лабрадор), моноклинный пироксен, реже оливин; вторичные минералы представлены хлоритом, соссюритом, пелитовым веществом, серпентином, тальком, карбонатом и пренитом; акцессорные минералы - магнетитом, апатитом. В габбро-порфиритах порфировые выделения (плагиоклаз, пироксен и оливин) составляют 25-30%, а основная масса (плагиоклаз, пироксен) - 70-75%. Структура габбро-диабазов - диабазовая, габбро-порфиров - порфировая с призматически-зернистой структурой основной массы.

Д и о р и т ы и п л а г и о г р а н и т ы . Имеют подчиненное развитие среди пород основного состава.

Макроскопически - это мелко- и среднезернистые породы серого и светло-серого цветов.

Минеральный состав диоритов следующий: плагиоклаз, роговая обманка, иногда также кварц; плагиогранитов - плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит. Структура пород - гипидиоморфнозернистая, реже катакластическая.

Среди метаморфических пород, участвующих в строении массива, рассматриваются серпентиниты и листвениты.

С е р п е н т и н и т ы . Встречаются в различных участках массива и характеризуются отсутствием реликтовой структуры материнских пород. Сложены лизардитом, хризотилом, антигоритом и реже серпофитом; присутствуют также хлорит, тальк, карбонат и гидроокислы железа. Рудные минералы представлены хромшпинелидом, магнетитом и сульфидами. Структура серпентинитов петельчатая и спутанно-волокнистая.

Л и с т в е н и т ы обнажаются в виде узких полос вдоль

контакта массива с вмещающими их известняками. Минеральный состав лиственитов - кальцит (магнезит), кварц, брейнерит, отмечаются реликты серпентина; рудные минералы представлены хромшпинелидом, магнетитом и сульфидами. Более подробное описание лиственитов дается ниже.

Время внедрения магмы, давшей при своем становлении породы Мумухан-Красарского габбро-перидотитового массива, отвечает периоду первых проявлений интрузивного магматизма эвгеосинклинальных прогибов, сменяющего эффузивный спилито-диабазовый магматизм более ранних этапов. В Севанской интрагеосинклинальной зоне в течение верхнего мела-палеогена происходило интенсивное проявление эффузивного спилито-диабазового магматизма, который в среднем эоцене сменился проявлением интрузивного магматизма габбро-перидотитового состава. В многофазном Мумухан-Красарском массиве отмечается следующая последовательность в образовании пород: ультраосновные породы - перидотиты с дунитами, переходящими в троктолиты и оливиновые габбро; основные породы - различные габбро, переходящие в диориты и плагиограниты, затем кварцевые диориты и плагиограниты.

Каждая интрузивная фаза сопровождается своими жильными образованиями: I - пироксениты, II - оливиновые габбро, габбро-порфириты, габбро-диабазы, габбро-пегматиты, анортозиты, III - кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы.

Петрохимические особенности описанных пород изложены в литературе (Абовян, 1969). Здесь отметим, что генетическая связь этого ряда естественной ассоциации пород доказывается общностью их геологического залегания, наличием переходов одной разновидности в другую и их петрохимическими, минералогическими и геохимическими особенностями.

Подсчеты показывают, что состав первичной магмы, дифференциация которой обусловила указанное разнообразие пород, соответствует составу меланократового оливинового габбро. Петрохимические особенности позволяют отнести исследованные породы к образованиям известково-щелочного ряда. В ходе дифференциации состав пород менялся от ненасыщенных кремнеземом меланократовых разновидностей (дунитов) до пересыщенных кремнеземом лейкократовых разновидностей (плагиогранитов). При этом выявляются следующие характерные особенности (фиг. I):

а) резкое преобладание натрия над калием и постепенное уве-

личение щелочей к конечности членам дифференциации при пониженной общей щелочности;

б) постепенное увеличение полевошпатовой извести от близких к нулю значений для голомеланократовых до 14,5 - в лейкократовых разностях;

в) довольно резкое снижение содержания магния при переходе от голомеланократовых к лейкократовым разновидностям при сравнительно малом уменьшении содержания железа с одновременным увеличением отношения железа к магнию;

г) постепенное увеличение кальция и отношения кальция к магнию.

Краткое описание породообразующих, рудообразующих и акцессорных минералов

Породообразующие минералы изучены лишь в интрузивных породах исследованного района. К их числу относятся оливин, ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка и плагиоклаз. Микроскопическое изучение рудообразующих и акцессорных минералов, подтвержденное спектральными и рентгенографическими анализами, позволило впервые обнаружить среди них ильменит, ксенолит, арагонит, доломит, анкерит, барит, миллерит, кубинит, линнеит, лёллингит, рутил, иоцит, аварунит и др. (Абовян, 1969), а также определить место минеральных вилов в последовательности формирования пород и руд и их парагенетические соотношения. Ниже приводится краткое описание породообразующих, рудообразующих и акцессорных минералов исследованного района.

О л и в и н . Является главным породообразующим минералом ультраосновных и основных пород, количественное распределение в которых приведено в табл. I.

Таблица I

Названия пород	Количество оливина в %
Дунит	90-98
Перидотит	50-85
Пироксенит	0-30
Оливиновое габбро	0-25
Троктолит	10-90

При кристаллизации этих пород оливин обычно выделяется первым, вследствие чего его кристаллографические очертания являются идиоморфными. Реже он наблюдается в виде пойкилитовых включений в зернах пироксенов.

Встречается в виде зерни-

29032

стых агрегатов с размерами отдельных зерен в 1-2 мм. Хорошо образованные кристаллы отсутствуют; наиболее развиты формы $\{110\}$, $\{001\}$, $\{021\}$, $\{101\}$. Зерна оливина бесцветные, прозрачные, реже окрашены в зеленоватые и желтоватые оттенки. Блеск стеклянный, жирный. Иногда встречаются мелкие включения хромшпинелида и магнетита.

Оптические свойства оливинов $\mathcal{N}_g - \mathcal{N}_p = 0,028-0,037$, $2V$ от $+86^\circ$ до -84° позволяют отнести их к фторстериту и хризолиту, при этом замечается, что железистость оливинов увеличивается от дунитов, через перидотиты и пироксениты к полевошпатовым перидотитам и оливиновым габбро.

Оливины под воздействием гидротермальных растворов легко подвергаются вторичным изменениям. К числу последних относится, главным образом, серпентинизация. Продукты изменения, кроме серпентина, представлены карбонатом, окислами железа, реже хлоритом, тальком и иддингситом. При низкотемпературном изменении и процессах поверхностного выветривания оливины подвергаются лимонитизации и карбонатизации. Иногда они обрастают каемкой ромбического, реже моноклинного пироксенов, что можно рассматривать как результат реакционных соотношений оливина с магмой в процессе ее внедрения. Спектральные анализы оливинов приведены в таблице 2.

П и р о к с е н ы . Являются главными породообразующими минералами пироксенитов, перидотитов, габбро-норитов, оливиновых габбро, габбро-пегматитов, габбро-диоритов и реже анортозитов. Количественное распределение пироксенов в указанных породах приведено в таблице 3.

Р о м б и ч е с к и е п и р о к с е н ы . При совместном нахождении с оливином имеют ксеноморфные ограничения, в остальных случаях выделяются первыми и являются идиоморфными.

Обычно встречаются в виде хорошо образованных, часто таблитчатых кристаллов размерами от 1 до 10-15 мм. Наиболее развиты формы $\{100\}$, $\{010\}$, $\{101\}$. Спайность хорошая по (110) , реже по (210) отдельность по (100) и (010) . Цвет - зеленый, серый, желтовато-розовый, а у железистых разновидностей - бурый. Блеск стеклянный, перламутровый. Плеохроизм слабый до заметного у железистых разновидностей: $2V$ от $+82^\circ$ до -68° , $\mathcal{N}_g - \mathcal{N}_p = 0,001-0,016$. По оптическим свойствам ромбические пироксены характеризуются

28062

СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ АМАСИЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Таблица 2.

Название минералов	Название вмещающих пород	Код-во анализов	Содержание элементов в %								
			Ni	Co	Ti	V	Cr	Mn	Cu	Ga	Sc
Оливин	Дунит	I	0.15	0.015	0.003	-	0.065	0.20	0.03	-	-
-----	Перидотит	2	0.23	0.038	0.0008	-	0.0082	0.20	0.0001	-	-
-----	Перидотит полевошпатовый	I	0.20	0.047	0.0025	-	0.02	0.65	0.008	-	-
-----	Габбро оливиновое	I	0.30	0.047	0.01	-	0.02	0.20	0.001	-	-
Оливин	Средний	5	0.22	0.034	0.0034	-	0.036	0.29	0.0079	-	-
Пироксен ромбический	Перидотит	3	0.13	0.0161	0.076	0.017	0.22	0.22	0.0015	0.001	0.0065
-----	Пироксенит	2	0.12	0.0155	0.042	0.002	0.173	0.38	0.0006	0.0008	0.0065
-----	Перидотит полевошпатовый	I	0.0065	0.065	0.082	0.065	0.1	0.65	0.03	-	-
-----	Габбро-норит	2	0.0163	0.023	0.07	0.03	0.039	0.47	0.023	0.001	0.012
Пироксен ромбический	Средний	8	0.076	0.024	0.066	0.022	0.149	0.38	0.010	0.0001	0.004
Пироксен моноклиный	Перидотит	4	0.06	0.009	0.121	0.049	0.44	0.21	0.008	0.0008	0.011
-----	Пироксенит	6	0.050	0.0076	0.142	0.035	0.278	0.172	0.0075	0.0023	0.010
-----	Перидотит полевошпатовый	I	0.03	0.01	0.25	0.065	0.2	0.1	0.01	0.0065	0.025
-----	Габбро	I	0.047	0.015	0.15	0.03	0.1	0.25	0.02	0.002	0.01
-----	Габбро-норит	3	0.019	0.009	0.17	0.071	0.077	0.15	0.032	0.0009	0.029
-----	Габбро-лиабаз	2	0.034	0.0038	0.34	0.03	0.11	0.158	0.0083	0.0014	0.01
-----	Габбро-лиорит	5	0.021	0.009	0.56	0.036	0.185	0.27	0.008	0.0005	0.015
-----	Габбро-пегматит	2	0.025	0.015	0.20	0.065	0.15	-	0.020	0.00045	0.01
Пироксен моноклиный	Средний	24	0.037	0.0073	0.263	0.041	0.224	0.19	0.0124	0.00132	0.0137
Роговая обманка	Габбро	6	0.058	0.0149	0.38	0.0447	0.085	0.27	0.010	0.0036	0.0085
-----	Габбро-лиорит	2	0.02	0.02	0.6	0.046	0.06	0.22	0.023	0.0033	0.025
-----	Габбро-пегматит	6	0.040	0.0164	1.08	0.088	0.034	0.25	0.0186	0.0047	0.020
Роговая обманка	Средняя	14	0.045	0.0163	0.75	0.063	0.06	0.25	0.0155	0.0040	0.015
Плагиоклаз	Пироксенит полевошпатовый	I	0.003	-	0.082	-	0.0025	0.065	0.010	0.003	-
-----	Габбро	6	0.0025	-	0.03	-	0.002	0.080	0.003	0.0034	-
-----	Габбро-норит	3	0.0006	-	0.0082	-	0.0009	0.0122	0.025	0.006	-
-----	Габбро-лиорит	6	-	-	0.053	-	0.0002	0.009	0.0047	0.0036	-
-----	Габбро-пегматит	7	0.0019	-	0.106	-	0.0012	0.018	0.0081	0.0043	-
-----	Троктолит	I	0.003	-	0.882	-	0.001	0.010	0.003	0.0025	-
-----	Анортосит	3	0.016	-	0.040	-	0.016	-	0.08	0.003	-
Плагиоклаз	Средний	27	0.0031	-	0.055	-	0.0028	0.0286	0.096	0.0041	-

Таблица 3

Названия пород	Количество пироксенов в %	
	Ромбические	Моноклинные
Пироксениты	35-98	90-98
Перидотит	15-50	15-35
Габбро	-	5-50
Оливиновое габбро	-	25-85
Габбро-норит	15-25	25-35
Габбро-пегматит	-	15-40
Габбро-диорит	5-15	10-20
Анортозит	-	5-10

малым содержанием ферросилитовой молекулы и относятся к энстатитам и бронзитами. В целом железистость ромбических пироксенов увеличивается от перидотитов, пироксенитов, через полевошпатовые перидотиты к габбро-норитам и габбро.

По сравнению с оливинами ромбические пироксены более устойчивы к процессам изменения.

Чаще они подвержены процессу серпентинизации с образованием бастиита, реже - процессу хлоритизации и карбонатизации. При изменении нередко вдоль трещин-спайности пироксенов происходит обильное выделение тонкой магнетитовой пыли. Спектральные анализы ромбических пироксенов приведены в таблице 2.

Моноклинный пироксен. При совместном нахождении с оливином и ромбическим пироксеном кристаллы моноклинового пироксена имеют ксеноморфные ограничения, по сравнению же с плагиоклазом - более идиоморфные очертания.

Встречаются в виде таблитчатых, короткостолбчатых кристаллов размерами от 1 до 5, реже 20 мм. Широко развиты {100} и {010}. Спайность хорошая по (110), отдельность по (100), иногда наблюдаются простые двойники по (100). Цвет - зеленый. Оптически положительный. $n_g =$ от 36 до 45°, 2ν от +54° до +60°, $n_g - n_p =$ 0,024-0,036. Плеохроизм отсутствует у диопсидов и слабый у авгитов.

Судя по оптическим свойствам, составы моноклинные пироксены от перидотитов, пироксенитов к габбро-норитам и габбро меняются от $Wo_{40,00} En_{51,00} Fs_{8,00}$ до $Wo_{30,15} En_{52,63} Fs_{17,22}$.

При изменении моноклинные пироксены подвергаются процессу хлоритизации, реже серпентинизации, карбонатизации и амфиболизации. Спектральные анализы моноклиновых пироксенов даны в таблице 2.

Роговая обманка. Встречается в габбро, габбро-норитах, габбро-пегматитах, габбро-диоритах, кварцевых диоритах и амфиболитах. Количественное распределение ее в указанных породах дано в таблице 4. В габбро и некоторых габбро-пегматитах роговая обманка имеет вторичное происхождение и развивается по бывшим зернам пироксенов.

Таблица 4

Названия пород	Кол-во рог.обм.в %
Габбро роговообм.	35-50
Габбро	10-30
Габбро-диорит	15-20
Габбро-пегматит	50-60
Габбро-диорит	15-25
Диорит	25-30
Кварцевый диорит	35-40
Амфиболит	60-70

Роговая обманка имеет идиоморфные очертания; образует призматические кристаллы размером от 1 до 8 мм, а в габбро-пегматитах до 25 мм. Наибольшим развитием пользуются формы {010}, {110}, {011}; спайность совершенная по (110) под углом 124° , отдельность по (001). Редко наблюдаются двойники по (100). Цвет - зеленый с

различными оттенками. Окраска однородная с характерной схемой плеохроизма: N_d - светло-зеленый, N_m - зеленый, N_p - желтовато-зеленый. $-2V$ от 66° до 85° , $\alpha N_d = 14-19^{\circ}$, $N_d - N_p = 0,021 - 0,026$.

На основании оптических свойств и железистости они относятся к типу обыкновенных роговых обманок.

Из вторичных процессов, которым подвержены роговые обманки, наибольшее развитие имеет хлоритизация, реже опацификация.

Спектральные анализы роговых обманок даны в таблице 2.

Плагноклаз. Является главным породообразующим минералом различных габбро, полевошпатового перидотита, троктолита и анортозита. В таблице 5 приведено количественное распределение плагноклаза в этих породах. В некоторых породах плагноклаз присутствует в двух генерациях (анортозиты, габбро-пегматиты, реже габбро и троктолиты).

Как видно из таблицы 5, составы плагноклазов варьируют от олигоклаз-альбита (An_{5-10}) до битовнита (An_{75-80}). Обычно плагноклаз, ассоциируя с темноцветными минералами, образует зерна с менее идиоморфными ограничениями, реже имеет одинако-

Таблица 5

Названия пород	Кол-во плагиоклаза в %	Составы плагиоклаза в %
Габбро (все)	45-60	58-60, 5-10
Габбро оливковое	35-55	75-80, 5-10
Габбро-пегматит	45-75	60-78, 35-40
Перидотит полевошпат.	5-15	73-80
Анортозит	85-95	55-80, 35-40
Троктолит	55-65	72-88, 5-10
Габбро-диорит	58-62	44-58
Диорит и кв.диорит	60-65	33-38
Плагиигранит	45-65	27-30

вую с ними степень идиоморфизма.

Для плагиоклазовых зерен характерно двойниковое строение по сложным законам.

В большинстве случаев зерна плагиоклазов изменены - пелитизированы, эпидотизированы, сери-

цитизированы, карбонатизированы, реже пренитизированы и альбитизированы. Спектральные анализы плагиоклазов приведены в таблице 2.

К в а р ц является одним из широко распространенных минералов среди гидротермальных образований. Присутствует почти во всех парагенетических ассоциациях и представлен различными генерациями. Ранний кварц-I обычно тонкозернистый, иногда скрытокристаллический, обладающий петельчатой микротекстурой, заимствованный от ультраосновных пород. Внутренние части петель обычно заполнены скрытокристаллическим халцедоном, который к периферии переходит в перекристаллизованные более крупнозернистые агрегаты. Кварц этой генерации часто сечется тонкими прожилками более позднего кварца-II и III и халцедона. Последние более крупнозернистые и ассоциируют с карбонатами различного состава.

Кварц поздних стадий минерализации (кварц-антимонитовой, кварц-карбонатной) представлен скрытокристаллическими агрегатами и, очевидно, является продуктом перекристаллизации первоначально халцедона.

К а р б о н а т ы представлены различными генерациями и приурочены почти ко всем парагенетическим ассоциациям. Так, в листовниках, помимо раннего тонкозернистого карбоната-I, иногда представленного брейнеритом, присутствуют по крайней мере еще две его генерации, которые вместе с кварцем секут ранние агрегаты

кварца и карбоната. Обычно эти поздние карбонаты состоят из более крупнозернистых агрегатов и характеризуются гребенчатым сложением. Помимо наиболее распространенных кальцита, анкерита, магнетита и брейнерита в лиственитах рентгенометрическими исследованиями установлены также арагонит, доломит (табл.6) и брейнерит.

К с о н о т л и т . Встречен на южном контакте ультраосновных пород Амасийского месторождения в виде небольших прожилков среди кварц-карбонатных метасоматических пород. Цвет минерала белый; образует шестоватые и радиально-лучистые агрегаты. Характеризуется следующими оптическими константами: N_g - 1,595; N_p - 1,583; $N_g - N_p$ - 0,012; cN_g = 0; $2vN_g$ = 0 и $\ell + N_g = c$. Подтвержден также данными спектральных и рентгенометрических анализов (табл.6,7). Ксонотлит принадлежит к группе волластонита, в природе встречается очень редко, описан в ассоциации с апофилитом и бустамитом.

Б а р и т . Установлен в шт. № 2 Амасийского месторождения в виде небольших прожилков и гнездообразных скоплений крупнозернистого и таблитчатого облика белого цвета. Барит лишен включений рудных минералов и возможно парагенетически связан с аурипигмент-реальгаровой стадией минерализации.

Х р о м ш п и н е л и д . Слагает небольшие гнездо- и шлирообразные тела среди дунитов. В виде акцессорного минерала встречается во всех разновидностях ультраосновных пород в количестве 1-5% и реже в основных породах. Отсутствует в габбро-пегматитах и габбро-диоритах.

Хромшпинелиды слагают октаэдрические кристаллы размерами от 0,1 до 0,4 мм. В серпентинизированных разновидностях ультраосновных пород и лиственитах он представлен зернами округлой формы со сглаженной, но матовой поверхностью. В лиственитах они часто таклазированы и пересечены прожилками кварца и карбоната. Иногда встречаются в сплошных зернистых агрегатах. Цвет черный, в тонких осколках просвечивает, полупрозрачный или просвечивает красным, коричневатокрасным или желто-красным цветом. Излом ровный или раковистый, спайность отсутствует, в зернистых агрегатах наблюдается трещиноватость. Спектральные анализы хромшпинелидов приведены в таблице 7.

79033

1785

РЕНТЕНОГРАММЫ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ АМАСЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Таблица 6.

Косишнит обр. I4496 Fe ₂ As; T-21, 2R-573	Арагонит обр. I4610 Fe ₂ As; T-21, 2R-573	Доломит обр. I463a Fe ₂ As, T-21, 2R-573	Гематит обр. I611 Fe ₂ As; T-21, 2R-573	Марсианит обр. I479a Fe ₂ As, T-165, 2R-573	Пентландит обр. I419 Fe ₂ As; T-23, 2R-573	Сам.шнелит обр. I422 Fe ₂ As; T-5, 2R-573	Бравонт обр. 4 Fe ₂ As; T-5, 2R-573
I $\frac{d\alpha}{n}$	I $\frac{d\alpha}{n}$	I $\frac{d\alpha}{n}$	I $\frac{d\alpha}{n}$	I $\frac{d\alpha}{n}$	I $\frac{d\alpha}{n}$	I $\frac{d\alpha}{n}$	I $\frac{d\alpha}{n}$
1 4.895	1 4.157	2 3.62	5 3.64	3 3.38	2 2.86	5 3.5	2 3.063
1 4.112	1 (3.62)	6 3.29	4 9.30	3 (2.91)	9 2.55	6 (3.06)	2 2.92
1 3.761	5 3.31	5 3.11	5 (2.96)	10 2.64	7 2.32	10 2.76	8 2.68
3 (3.23)	4 3.20	10 2.82	10 2.68	4 2.12	5 2.02	4 (2.26)	7 2.40
10 2.96	2-3 (2.95)	2 2.61	9 2.49	8 2.38	1. 1.95	8 2.04	7 2.19
1 2.69	8 2.66	1 2.50	6 2.19	6 2.20	10 1.72	10 1.866	2 2.101
1 2.59	8 2.44	2-3 (2.37)	2 (1.86)	2 2.17	1 1.637	7 1.76	7 1.899
2 (2.46)	8 2.33	9 (2.17)	6 1.88	2 2.09	2 1.585	7 1.52	1 1.84
6 2.25	6-7 2.29	5 1.99	10 1.686	2 2.03	5 1.528	9 1.549	3 1.79
6 2.07	7 2.17	4 1.93	2 (1.626)	1 1.96	1 1.306	3 1.384	2 1.74
7 1.89	4 2.07	1 1.825	6 1.590	2 (1.90)	1 1.249	3 1.368	10 1.62
6 1.85	10 2.02	9. 1.725	9 1.481	8 1.891	1 1.222	7 1.283	1.1 1.58
1 1.75	2 (1.90)	9 1.741	9 1.447	2 (1.850)	2 1.098	7 1.196	2 1.56
1 (1.66)	9 1.86	1 1.690	1 1.370	2 (1.780)	2 1.058	4 1.113	4 1.49
-2 1.603	8 1.80	1 1.659	2 1.344	10 1.743	1 1.008	4 1.083	4 1.44
-2 (1.583)	8 1.73	1 1.555	7 1.309	2 1.705		2 1.060	1 1.24
3 1.504	1 1.61	5 1.532	6 1.237	6 1.680			4 1.21
1 1.462	4 1.54	4 1.458	2 1.227	4 1.661			4 1.18
2 1.431	2 (1.489)	1 1.431	2 1.211	5 1.618			4 1.15
2 1.400	2 1.462	3 1.384	5 1.188	6 1.585			4 1.1099
1 1.356	5 1.402	2 1.359	6 1.159	2 1.508			7 1.046
2 1.331	4-5 1.356	4 1.332	6 1.140	5 1.492			5 1.008
1 1.291	1 1.324	2 1.293	6 1.101	1 1.445			
1 1.243	4 1.257	2-3 1.262	7 1.054	6 1.420			
1 1.234	6 1.236	2 1.233	3 1.037	6 1.358			
1 1.178	3 1.217	3 1.195	6 0.987	1 (1.308)			
3-4 1.149	4 1.201	2 1.169		3-4 1.211			
3 1.144	2 1.183	3 1.160		3-4 1.201			
1 (1.112)	2-3 1.166	3 1.121		3 1.189			
1 1.061	1 1.154	4 1.109		2 1.182			
3 1.051	1 1.142	4 1.077		6 1.154			
2-3 1.032	2 1.123	1 1.042		2 (1.106)			
2-3 1.008	2 1.106	1 1.031		7 1.090			
	1 1.075	3-4 1.007		2 (1.071)			
	1 1.063	3-4 0.998		2 1.053			
	3 1.053			3 1.042			
	2 1.042			3-4 1.031			
	4 1.033						
	1.019 1.019						
	4 1.008						



Метаморфизованные разновидности хромшпинелидов отличаются от свежих более высокой отражательной способностью и сравнительно низким относительным рельефом. Под микроскопом установлено два компонента этого минерала: I — отражательная способность близка к таковой лимонита, серовато-белый, изотропный. Отражательная способность второго компонента занимает среднее положение между I компонентом и хромитом. Они образуют обычно каемки и прожилки вокруг зерен хромита и вместе с последним цементируются кварцем, карбонатами и серпентином.

П.Рамдор (1962) считает эти новообразования за богатые железом хромшпинелиды. Г.Горнингер (Horninger, 1952) эти образования описывает под названием серых магнетитов и указывает на зависимость их физико-химических и оптических свойств от соотношения $Mg : Fe$. В метаморфизованных разновидностях хромшпинелидов из месторождений СВ побережья оз.Севан уменьшается содержание Al_2O_3 и MgO и увеличивается Fe_2O_3 и Fe (Абовян, 1959), при этом они приобретают магнитное свойство и теряют кристаллическую структуру, переходя в коллоидное или скрытокристаллическое состояние.

Полученный аналитический материал позволяет связывать эти новообразования с гидротермальным метаморфизмом пород.

Магнетит. Представлен двумя генерациями. Магнетит первой генерации (магматический) отмечается в пироксенитах, габбро и их поздних дифференциатах. Составляет примерно 3-5% массы и слагает изометрические зернистые агрегаты, равномерно рассеянные в породе. Отмечаются структуры скелетного замещения магнетита пороодообразующими силикатами. Первичный магнетит в большинстве случаев содержит примесь титана.

Магнетит второй генерации (вторичный) встречается во всех разновидностях пород, главным образом, в ультраосновных и образуется в результате последующего разрушения темноцветных минералов. В ультраосновных породах он приурочен к интенсивно серпентинизированным разновидностям, образует пылевидные скопления, а иногда волосяные прожилки, часто повторяя первоначальную петельчатую структуру породы. Образование вторичного магнетита, вероятно, связано с процессом серпентинизации, а парагенезис магнетита и серпентина указывает на генетическую связь их с эндогенными гид-

СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В НЕКОТОРЫХ РУДОБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ АМАСЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Таблица 7.

Название минералов	Название пород или стадий минерализации	Кол-во анализов	Содержание элементов в %							
			Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Ga	Sc
Кварц и халцедон	Дорудная (I)	3	-	-	0.005	-	0.0002	0.0016	-	0.0006
-----	Кварцевая и эпидот-кварцевая (II)	2	-	0.001	0.0065	-	-	-	-	-
-----	Кварц-антимонитовая (IV)	1	0.03	-	0.03	0.045	0.65	0.45	0.0003	-
-----	Кварц-карбонатная	5	-	-	0.007	-	-	0.0024	-	-
Ксенотлит	Листвениты (I)	1	-	-	0.0065	-	-	0.0045	-	-
Кальцит	-----	1	-	-	0.020	-	0.00045	0.001	-	-
Доломит	-----	2	0.065	0.008	0.015	-	0.003	0.002	-	-
Анкерит	-----	3	0.060	0.0065	0.0085	-	0.0065	0.0019	-	-
Эпидот	Кварц-эпидотовая (II)	5	0.0024	-	0.14	0.061	0.0065	0.007	0.0026	-
Пирит	Дорудная (I)	7	0.013	0.018	0.004	-	0.031	0.006	0.0016	-
Пирит	Кварц-пирит-халькопиритовая (II)	1	0.002	0.045	0.0065	-	-	1.0	-	-
Карказит	Кварц-антимонитовая (IV)	1	0.065	0.0065	0.0065	-	0.08	0.065	-	-
Пирротин	Дорудная (I)	4	0.019	0.001	0.0025	-	0.017	0.0003	-	-
Халькопирит	Кварц-пирит-халькопиритовая (II)	3	0.0009	-	0.029	0.001	0.0027	10.0	0.0012	-
Антимонит	Кварц-антимонитовая (IV)	5	0.043	0.002	0.008	0.001	0.0254	0.011	-	-
Аурипигмент	Реальгар-аурипигментовая (V)	2	0.0042	-	0.016	-	0.02	0.0001	-	-
Реальгар	-----	5	0.080	0.01	0.007	-	0.048	0.08	0.001	-
Самородный мышьяк	-----	2	0.064	0.01	0.0044	0.00015	0.204	0.051	-	-
Титаномагнетит I	Пироксенит	1	0.053	0.016	10.72	0.42	0.39	0.03	0.0065	0.0025
-----	Габбро	1	0.024	0.023	12.02	0.48	0.18	0.065	0.003	0.003
-----	Габбро-диорит	1	0.015	0.012	10.47	0.36	0.16	0.025	0.0047	0.0047
-----	Габбро-диабаз	1	0.013	0.0084	7.58	0.21	0.01	0.025	0.003	-
-----	Габбро-пегматит	1	0.041	0.022	9.33	0.46	0.82	0.065	0.0047	0.0047
Титаномагнетит I	Средний	5	0.029	0.0163	10.04	0.39	0.31	0.042	0.0044	0.003
Магнетит II	Перидотит	3	0.26	0.021	0.02	0.0018	0.56	0.0058	-	-
-----	Пироксенит	1	0.11	0.016	0.036	0.0046	0.75	0.003	-	-
-----	Перидотит полевошпатовый	1	0.12	0.042	0.029	0.011	0.96	0.02	-	-
-----	Габбро	1	0.11	0.032	0.22	0.008	0.23	0.065	-	-
Магнетит II	Средний	6	0.19	0.026	0.058	0.005	0.57	0.0176	-	-
Хромопикнелад	Дунит	2	0.18	0.066	0.16	0.10	10.0	0.2	-	-
-----	Перидотит	4	0.357	0.017	0.0057	0.034	10.0	0.047	-	-
-----	Пироксенит	2	0.061	0.047	0.15	0.13	10.0	0.0018	-	-
-----	Серпентинит	2	0.1	0.02	0.082	0.065	10.0	0.0038	-	-
-----	Амфиболит	1	0.065	0.047	0.2	0.01	10.0	0.015	-	-
Хромопикнелад	Средний	11	0.162	0.039	0.146	0.074	10.0	0.0484	-	-
Пирит	Дунит	1	0.047	0.001	0.0015	-	0.025	0.025	-	-
-----	Габбро	1	0.002	0.065	0.065	-	-	0.1	-	0.03
-----	Габбро-диорит	1	0.01	0.02	0.15	0.0015	0.02	0.47	0.0015	-
Пирит	Средний	3	0.019	0.028	0.072	-	0.015	0.135	-	-
Пирротин	Перидотит	1	0.1	0.01	0.025	0.0047	0.1	0.047	0.0015	-
-----	Лиственит	1	0.1	0.02	0.15	-	0.065	0.47	-	-
-----	Амфиболит	1	0.065	0.02	0.047	-	0.02	0.65	-	-
Пирротин	Средний	3	0.08	0.017	0.074	-	0.062	0.389	-	-
Аварит	Серпентинит	1	10.0	1.0	0.015	-	2.5	0.3	-	-

ротермальными процессами. Спектральные анализы магнетитов приведены в таблице 7.

Г е м а т и т . Тонкочешуйчатые агрегаты гематита были установлены в серпентинизированных дунитах, в кварцитах и кварц-карбонатных породах. В первом случае образование гематита связано с процессом серпентинизации, который, по всей вероятности, происходил в окислительной обстановке, фиксирующаяся переходом двухвалентного железа из силикатов в трехвалентное состояние в виде магнетита и гематита.

В кварцитах гематит образует тонкозернистые пылеватые частицы, бесформенные выделения и прожилки и возможно является продуктом перекристаллизации и дегидратации первоначальных гидроокислов железа. Гематит подтвержден также рентгенометрически (табл.6).

И л ь м е н и т . Встречается в пироксенитах и почти во всех разновидностях основных пород. Некоторое увеличение его количества наблюдается в габбро-пегматитах. Образует мелкие кристаллы таблитчатого и ромбоэдрического облика, чаще зерна неправильной формы. Иногда встречаются пластинчатые выделения ильменита в титаномagnetите в виде продукта распада твердого раствора. Цвет черный или стально-серый, блеск - смолистый, металло-видный, непрозрачный, обладает слабо магнитными свойствами. В процессе изменения ильменит замещается лейкоксенном и в таких случаях во внутренних частях зерен иногда сохраняются неизмененные участки ильменита, а с поверхности приобретает серый цвет.

Р у т и л . Образует редкие зерна в пироксенитах, амфиболитах, несколько больше в габбро-пегматитах и кварц-карбонатных породах. Облик кристаллов рутила призматический с наибольшим развитием форм $\{100\}$, $\{110\}$ и $\{111\}$. Штриховка на гранях отсутствует, двойники не встречены. Цвет - вишнево-красный, реже черный, пслупрозрачный. Блеск сильный, алмазный. Размеры зерен не превышают 0,3 мм.

И о ц и т . Редкий минерал, встречен в габбро и габбро-пегматитах. Представлен правильными шариками размерами до 0,3 мм. Цвет черный, поверхность блестящая. Твердость высокая, хрупок,

сильно магнитен. Довольно редко встречаются шарики с полой внутренней частью. Часто наблюдаются сростки с магнетитом. Последний иногда слагает внутренние части шариков, а иоцит — внешнюю каемку. Образование иоцита, вероятно, произошло за счет магнетита при восстановительных условиях.

П и р и т . Мелкие выделения пирита под микроскопом установлены почти во всех магматических породах.

Особенно интенсивная пиритизация отмечается в лиственитах района шт.4 уч.Гетап. Здесь зернистые агрегаты и кубические кристаллы пирита тесно ассоциируют с пирротинном и халькопиритом. Редкие выделения пирита отмечены в кварцитах и эпидот-кварцевых прожилках. В рудах пирит-халькопиритовой стадии минерализации пирит представлен средне-крупнозернистыми агрегатами в тесном сростании с халькопиритом. Почковидные, тонкозернистые, коллоидные массы пирита в тесном сростании с марказитом очень характерны для кварц-антимонитовых и аурипигмент-реальгаровых руд.

Спектральные анализы пиритов приведены в таблице 7.

М а р к а з и т . Характерен для руд кварц-антимонитовой и аурипигмент-реальгаровой стадий минерализации. В обоих случаях представлен тонкозернистыми смешениями с пиритовыми и мельниковит-пиритовыми агрегатами. Характеризуется отчетливо выраженным двуотражением и сильной анизотропией. Цвет в отраженном свете — светло-желтый с зеленоватым оттенком. Марказит подтвержден также данными рентгенометрических исследований (табл.6).

Б р а в о и т (никельпирит). Обнаружен в анортозитах и кварц-антимонитовых рудах. Приурочен к полям пирита и зонально замещает его. Цвет серо-белый, изотропный. Отражательная способность и относительный рельеф значительно ниже пирита. Рентгенограмма бравойта приведена в таблице 6.

Л и н н е и т (?). Очень редкие его выделения обнаружены в серпентинитах и анортозитах. Здесь линнеит тесно ассоциирует с пиритом, халькопиритом и кубанитом. Цвет в отраженном свете светло-белый с розово-коричневым оттенком. Отражательная способность ниже чем у пирита, примерно равна таковой халькопирита.

Относительный рельеф ниже чем у пирита, но выше халькопирита. Изотропный.

П и р р о т и н . Выделения пирротина довольно часто отмечаются в серпентинизированных ультраосновных породах, нередко также в габбро и анортозитах и кварц-антимонитовых и аурипигмент-реальгаровых рудах. Обычно образует тонкозернистые, возможно, перекристаллизованные массы, а также тонкопластинчатые и короткопризматические агрегаты. Аналитический материал позволяет считать, что образование пирротина в ультраосновных и основных породах связано как с автометаморфизмом, так и послемагматическими пневматолито-гидротермальными процессами. Наличие пирротина в кварц-антимонитовой и аурипигмент-реальгаровых рудах связано с процессами переотложения вещества, поскольку пирротин не характерен для таких парагенезисов.

Цвет минерала в отраженном свете розовато-коричневый. Отражательная способность заметно ниже, чем у халькопирита. Двухотражение заметно в воздухе, отчетливо анизотропный.

Л ё л л и н г и т . В виде редких выделений отмечен в ультраосновных породах и в аурипигмент-реальгаровых рудах в тесной ассоциации с самородным мышьяком. Образует звездочки, короткопризматические агрегаты и мелкие округлые выделения. Цвет - белый, отражательная способность немного выше или равна таковой пирита. Двухотражение в зависимости от сечений агрегатов - от слабого до умеренного. Отчетливо анизотропный с полигонально-зернистым строением. Цветной эффект анизотропии выражается изменением тонов от коричневого до кремово-желтого.

К у б а н и т . Мелкие включения кубанита отмечены в ультраосновных породах, габбро и анортозитах, в ассоциации с пентландитом, пирротинном, халькопиритом и др. Цвет - желтый с коричневым оттенком. Отражательная способность находится в промежутке между пирротинном и халькопиритом. Относительный рельеф ниже, чем у пирротина. Двухотражение не заметно в воздухе, умеренно анизотропный.

П е н т л а н д и т . Отмечается в ультраосновных породах, в габбро и анортозитах, чаще в кварц-антимонитовых и аурипигмент-

реальгаровых рудах. В последнем случае пентландит нередко обособлен от сульфидов сурьмы и мышьяка, тесно ассоциирует с более ранними сульфидами - пиритом, марказитом, пирротинном и лёллингитом. В этих ассоциациях кубанит составляет до 3% площади полированных шлифов. Наряду с среднезернистыми массами для минерала очень характерны также тонкозернистые почковидные массы. По цвету минерал похож на пирротин, но несколько более светлый. Отражательная способность выше, чем у пирротина и ниже, чем у халькопирита; относительный рельеф заметно ниже, чем у пирротина. Принадлежность к пентландиту подтверждена также рентгенометрически (табл.6).

Х а л ь к о п и р и т . Из магматических пород включения халькопирита довольно часты в серпентинизированных ультраосновных породах и в габбро. Его количество резко возрастает в анортозитах, доходя до 5%. В последних частицы халькопирита предпочтительно приурочены к полям темноцветных минералов. Среди постмагматических образований халькопирит с наибольшей интенсивностью развивается в рудах кварц-пирит-халькопиритовой стадии минерализации.

А н т и м о н и т . Является главным рудообразующим минералом антимонитовой стадии. Представлен сплошными массами и радиально-лучистыми агрегатами. Отмечаются также почковидные выделения. Под микроскопом агрегаты антимонита состоят из полигональных, реже изометрических округлых индивидов с гранобластовой структурой. Двойники отмечаются редко.

А у р и п и г м е н т и р е а л ь г а р . Являются главными рудными минералами аурипигмент-реальгаровой стадии минерализации. Здесь реальгар количественно превалирует над аурипигментом. Редкие включения реальгара отмечаются также в кварц-антимонитовых рудах. Установлены две разновидности реальгара: I - обладает красным, светло-красным цветом и II - буровато-красным. Под микроскопом эти разновидности также довольно четко разграничиваются друг от друга. Первая в отраженном свете имеет серый цвет с коричневым оттенком и желтовато-красными внутренними рефлексамии. Цвет у второй разновидности в отраженном свете - серый с

голубовато-синим оттенком; внутренние рефлексy - темно-красные. Отличаются также их отражательные способности (расхождение составляет $I-3\%$, $II > I$).

С а м о р о д н ы й м ы ш ь я к . Подробно описан в литературе (Пароникян, Матевосян, 1965).

Встречен в аурипигмент-реальгаровых рудах шт. № 3 Амасийского участка. Образует вкрапленники и сплошные массы величиною до нескольких сантиметров в поперечных сечениях. Цвет минерала в свежем изломе - белый. Поверхность в течение нескольких дней покрывается черным налетом арсенолита.

Цвет в отраженном свете - белый, кремово-белый. Отражательная способность немного выше, чем у пирита и лёллингита. Двуотражение выражено довольно отчетливо с изменением цветного оттенка от светло-кремово-белого до белого с нежно-фиолетово-розовым оттенком. Сильно анизотропный. В агрегатах зерен устанавливаются как гипидиоморфнозернистые, так и аллотриоморфнозернистые структуры. Широко развиты тонкопластинчатые полисинтетические двойники роста по (0112), иногда также по двум направлениям. Следы спайности проявлены довольно часто по (0001) и реже по (1012). Часто обнаруживаются треугольники выкрашивания.

Самородный As замещает пирит, лёллингит и сам замещается арсенолитом, реальгаром, аурипигментом. Принадлежность к самородному мышьяку подтверждена и рентгенометрически (табл.6).

А в а р у и т (н и к е л и с т о е ж е л е з о). Встречен исключительно в серпентинитах и серпентинизированных дунитах и перидотитах. Слагает тонкие поздние прожилки толщиной до 0,5 мм, обычно совместно с плотной серпентиновой массой. Последняя окаймляет прожилки аваруита вдоль зальбандов. Редко встречаются самостоятельные мелкие вкрапленники размерами до 0,6 мм, образующие сростки с магнетитом, реже пирротинном. В прожилках, иногда во вкрапленниках, аваруит слагает неправильные тонкозернистые массы и крючковатые выделения. Сильно магнитен, цвет - стально-серый, блеск металлический. В полированных шлифах белый с нежно-кремовым оттенком. Полируется достаточно хорошо. Обладает довольно высоким рельефом, но ниже, чем у хромшпинелидов. Отражательная способность высокая, визуальнo порядка 70-80%. Двуотражение и анизотропия не наблюдаются. Тонкие сростки аваруита с магнетитом

и серпентином, иногда с явными признаками замещения магнетита аваруитом, возможно, указывают на его возникновение за счет магнетита, при низкотемпературных восстановительных условиях. Необходимый для аваруита никель, по-видимому, был получен при серпентинизации из оливинов и других никельсодержащих минералов. Спектральный анализ аваруита приведен в таблице 7.

С а м о р о д н а я м е д ь . Обнаружена в виде редких зерен в пироксенитах, габбро-диабазам и габбро-мелматитах. Образуется неправильные пластинчатые, проволоочные, иногда моховидные выделения. Редко встречаются кристаллы кубической формы, в которых сохранились грани (100) и (111). Цвет — медно-красный до темно-коричневого, часто наблюдается пестрая побежалость. Блеск металлический. Твердость низкая. Размеры выделений меди достигают 0,5 мм. Также как и аваруит, самородная медь образуется при восстановительных условиях. Источником меди, по-видимому, служили сульфиды меди магматических пород.

С а м о р о д н ы й с в и н е ц . Встречен почти во всех породах. Представлен неправильными зернами, тонкими прожилками, проволоковидными и крючковатыми выделениями. Цвет — свинцово-серый. Блеск — металлический, быстро тускнеет. Твердость — низкая, ковкий, тягуч, легко режется ножом. Растворяется в HNO_3 . Размеры проволоковидных выделений свинца достигают 1 мм. При образовании самородного свинца, вероятно, имело место восстановительное условие, при этом источником свинца, видимо, служили сульфиды железа (пирит, халькопирит), в которых свинец содержится в виде механической примеси (вероятно, галенита).

Распределение элементов-примесей

Распределение элементов-примесей в рудах и породах изучены приближенно-количественными спектральными анализами. Результаты этих анализов (табл. 2, 7, 8) позволяют дать качественную и в некоторой степени также количественную характеристику пород и руд. Эти данные, с другой стороны, позволяют произвести сопоставление различных образований по интенсивности концентрации тех или иных элементов, а также определение их поведения в магматических

и эндогенных постмагматических процессах.

Ультраосновные породы характеризуются кларковыми содержаниями Mn , Co , Zn . Повышены содержания Ti , V , Cr , Ni , Cu , Ga , ниже кларка Zr , Pb . В хромитовых рудах наблюдается резкое повышение содержания ванадия (0,065%), а также Ga , Ba , Zn .

Кларковые содержания в основных породах устанавливаются для Ni . Повышены по сравнению с кларком содержания V , Cr , Co , Cu , Ga , Sc и As , понижены содержания Ti , Mn , Pb , Zr , Zn и Ba . По сравнению с ультраосновными породами в габбро падают содержания Ni , Co , Cr и Mn , но возрастают содержания Ti , V , Zr , Pb , а также Ag , As , Ga , Yt , Yb , Sr , Ba и Li .

Жильные дифференциаты основных пород - габбро-пегматиты и анортозиты характеризуются по сравнению с габбро более повышенными содержаниями Cu , Ag , Sb , As и Sn , т.е. компоненты сульфидных руд накапливаются преимущественно в поздних магматических продуктах.

Породы среднего состава - габбро-диориты и диориты, слагающие на Ширакском самостоятельные массивы, характеризуются кларковым содержанием Ga , повышенными, по сравнению с кларковыми, содержаниями V , Co , Cu , Mn и пониженными Ti , Cr , Ni , Zr , Sc , Zn , Pb и Ba .

Эклогитподобные сланцы г.Инак по содержанию элементов довольно близко стоят к интрузивным габбро. Очень близки также содержания элементов в вулканогенных породах верхнего мела и габбро. В вулканогенных породах при этом несколько повышены содержания Ni , Co , Ti , V , Cr и Cu .

Метаморфические сланцы Карахачского хребта, в отличие от таковых г.Инак, характеризуются пониженными содержаниями Ni , Co , Ti , V , Cr и Cu . Наблюдается при этом повышение концентрации указанных компонентов, а также Zn , Ga , Yt , Ba и Li в более сильно метаморфизованных разностях, что могло быть обусловлено процессами мобилизации и переотложения.

По сравнению с вулканогенными породами верхнего мела, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы третичного комплекса характеризуются пониженными содержаниями Ni , Co , V , Cr , Sc , но повышенными содержаниями Yt , Sr , Ba , Zr и Be (см.табл. 8). Подобные соотношения содержаний малых элементов указывают на различную специализацию верхнемеловых и третичных комплексов, а

СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ АМАСИЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НИМ УЧАСТКОВ

Таблица 8.

Название пород	Места взятия проб	Кол-во анализов	Средние содержания элементов в %												
			Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Ga	Sc	Mn	Zn	Sr	Li
Ультраосновные породы (хуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты)	Мумухан-Красарский массив	97	0.107	0.019	0.061	0.013	0.33	0.006	0.007	0.0004	0.002	0.149	0.0038	0.0055	0.004
Хромитовая руда	Амасийское м-ние	6	0.092	0.16	0.03	0.088	10.0	-	0.0022	0.001	-	-	0.01	-	-
Троктиты и оливиновые габбро	Мумухан-Красарский и Карырекарский массивы	11	0.065	0.019	0.077	0.01	0.17	-	0.025	0.001	0.0044	0.174	0.0068	0.019	0.0041
Габбро	Мумухан-Красарский массив	39	0.016	0.008	0.512	0.038	0.05	0.0034	0.018	0.003	0.004	0.112	0.0035	0.044	0.0005
Габбро (хальное)	Мумухан-Красарский массив	28	0.013	0.0085	0.404	0.038	0.043	0.003	0.0147	0.0021	0.004	0.121	0.005	0.035	0.0025
Габбро-пегматиты	-----	20	0.014	0.006	0.27	0.012	0.045	0.001	0.02	0.0023	0.006	0.102	0.004	0.033	0.0025
Анортозиты	-----	10	0.011	0.002	0.107	0.0037	0.024	0.0037	0.053	0.002	0.001	0.028	-	0.042	0.0003
Известково-полевые шпаты	-----	2	-	-	0.05	-	0.0003	0.001	0.05	0.003	-	-	-	0.03	0.0005
Метаморфические сланцы (Cr ₁)	Карахачский хребет	10	0.004	0.003	0.40	0.03	0.003	0.008	0.02	0.0025	0.006	0.003	0.003	0.025	0.0065
Расщепленные песчаники	-----	7	0.0035	0.002	0.85	0.025	0.006	0.005	0.006	0.0035	0.006	-	0.0035	0.03	0.0085
Расщепленные и метакристаллизованные известняки	-----	8	0.0065	0.0015	0.05	0.0015	0.02	0.0015	0.003	0.001	-	-	0.0006	0.050	0.0015
Сколотоволокнистые сланцы	Гора Ивек	4	0.02	0.015	0.050	0.05	0.01	0.003	0.02	-	0.003	-	-	0.010	0.001
Порфириты (Cr ₂)	Участок Красар	5	0.0065	0.015	0.75	0.075	0.025	0.0045	0.06	0.003	0.0065	-	0.010	0.030	0.0003
Известняки (Cr ₁)	Карахачский хребет	6	0.0001	-	0.04	-	0.0025	0.0015	0.001	0.0002	-	-	-	0.050	0.0005
Габбро-диориты (Ng ₂)	Тиракский хребет	13	0.002	0.0019	0.65	0.048	0.0012	0.008	0.023	0.0026	0.0023	0.224	0.006	0.041	0.0043
Тропосечники, туфиты, порфириты (Ng ₂)	-----	5	0.001	0.0003	0.4	0.010	0.001	0.009	0.010	0.0025	0.0003	-	0.005	0.060	0.002
Базальты, андезиты-базальты (Ng ₁ -Ng ₂) ^{х)}	Базумский хребет	-	0.0015	0.0025	0.7	0.06	0.0015	0.014	0.022	0.003	-	-	0.008	0.023	-
Андезиты ^{х)} (Ng ₁ -Ng ₂)	-----	-	0.002	0.0025	0.4	0.02	0.0015	0.012	0.016	0.0035	0.0005	-	0.012	0.015	-
Диазиты, диориты ^{х)} (Ng ₁ -Ng ₂)	-----	-	0.0005	0.0008	0.28	0.014	0.0008	0.02	0.01	0.0025	-	-	0.014	0.040	-
Кварциты (I стадии)	Карахачский хребет	6	0.004	0.001	0.1	0.002	0.0035	0.001	0.004	0.0003	0.0004	-	0.0015	0.01	-
Листвениты	Мумухан-Красарский массив	15	0.05	0.055	0.04	0.001	0.15	0.001	0.018	-	0.0003	-	0.005	0.015	0.0005
Известково-гематитовая руда (II стадии)	Карахачский хребет	2	0.003	-	0.0075	0.005	-	0.003	0.01	-	-	-	0.005	-	-
Известково-гематитовая руда (II стадии)	Участок Батгах	2	0.025	0.005	0.02	0.0075	0.0015	-	0.009	-	-	-	-	-	-
Карбонатные шпаты и прожилки (II стадии)	Карахачский хребет	4	0.04	0.005	0.05	0.0025	0.04	0.0068	0.0035	0.00005	0.001	-	0.0015	0.09	0.008
Известково-карбонатные шпаты (II стадии)	-----	2	0.007	0.001	0.25	0.0007	0.0007	0.005	0.015	0.0015	0.0015	-	0.0015	0.045	0.0005
Известковые шпаты (II стадии)	-----	6	0.002	0.001	0.10	0.0065	0.003	0.0025	0.004	0.002	0.0025	-	0.0006	0.02	0.0015
Известковые шпаты (II стадии)	Участок Гетал	2	-	-	0.0065	-	0.0005	-	0.0065	-	-	-	-	-	0.0001
Эриодот-известковые шпаты (II стадии)	Участки Батгах и Гетал	2	0.005	0.003	0.060	0.04	0.02	0.001	0.0025	0.0003	0.001	-	-	0.01	0.001
Известково-пирит-халькопиритовая руда (II стадии)	Участок Красар	6	0.002	0.025	0.30	0.007	0.009	0.002	1.0	0.0008	0.0009	-	0.07	0.005	0.017
Известково-антимонитовая руда (II стадии)	Амасийское м-ние	3	0.03	0.02	0.006	-	0.08	-	0.05	-	-	-	0.015	0.008	0.0005
Резидиар-аурипигментовая руда (II стадии)	-----	3	0.45	0.075	0.03	0.003	0.30	-	0.009	-	-	-	0.015	0.003	0.0005

х) Данные Р.Т.Джрбагьяна.

также единство источников в каждом из указанных циклов развития.

Габбро-диоритовые и диоритовые интрузивы Ширакского хребта характеризуются резко отличными содержаниями в них элементов-примесей, по сравнению с близкими по составу породами, связанными с ультраосновными и основными породами. Указанные геохимические особенности, а также особенности их петрографического состава показывают, что они генетически не связаны с породами габбро-перидотитовой формации.

Контактные кварц-карбонатные породы характеризуются очень изменчивыми содержаниями как главных (Si , Mg , Ca , Fe), так и второстепенных и редких элементов.

В гидротермальных образованиях обращают на себя внимание повышенные содержания Ni , Co , Ti и Cr в кварц-антимонитовых и реальгар-аурипигментовых рудах.

Ниже кратко рассматриваются особенности распределения некоторых элементов в породах и различных постмагматических образованиях.

Н и к е л ь . Повышенные содержания никеля приурочены к ультраосновным породам и хромитовым рудам, далее его содержание падает в более поздних образованиях - габбро, габбро-пегматитах и анортозитах. Габбро-диориты и вулканогенные породы характеризуются сравнительно более низкими содержаниями этого элемента (табл.8).

В породообразующих минералах никель концентрируется в оливине, затем ромбическом и моноклинном пироксенах и роговой обманке, низкие содержания отмечаются в плагиоклазе и эпидоте и почти отсутствует в кварце. В акцессорных минералах наибольшая концентрация никеля отмечается во вторичном магнетите, хромшпинелиде и значительно меньше в пирротине, титаномagnetите, пирите и карбонате лиственитов (табл.2, 7), в которых возможно изоморфное замещение двухвалентным никелем Mg^{2+} , Fe^{2+} и Ca^{2+} .

В геохимических процессах никель, как известно (Ферсман, 1939) выступает, в основном, в двухвалентном состоянии. По величине ионного размера последний стоит ближе к Mg^{2+} , чем к Fe^{2+} . Этим объясняется то, что поведение Ni в магматических процессах определяется в первую очередь поведением Mg . В железомagneзиальных силикатах (оливин, пироксены, амфиболы и др.) по

той же причине следует скорее ожидать замещение $Ni^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$ чем $Ni^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ или $Ni^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$, что и подтверждается повышением концентраций никеля в силикатах и карбонатах, обогащенное магнием.

К о б а л ь т . Поведение кобальта в геохимических процессах напоминает поведение никеля. Содержание кобальта падает от ультраосновных пород через основные к жильным образованиям последних и габбро-диоритами. Наиболее высокие содержания кобальта устанавливаются в хромитовых рудах (табл.8).

В породообразующих минералах кобальт концентрируется в оливине, ромбическом и моноклинном пироксенах и амфиболах. В плагиоклазах и в гидротермальном кварце и эпидоте кобальт почти отсутствует, но присутствует в карбонатах различных генераций. Значительные количества кобальта устанавливаются в пирит-халькопиритовых и сурьмяно-мышьяковых рудах. В акцессорных минералах высокие содержания кобальта отмечаются в хромшпинелиде, пирите и вторичном магнетите и несколько меньшие - в пирротине и титаномагнетите (табл.2, 7).

По В.М.Гольдшмидту (*Goldschmidt*, 1954) поведение кобальта в процессах определяется главным образом поведением Fe^{2+} , что обусловлено очень близкими значениями их ионных размеров ($Co^{2+} - 0,82$, $Fe^{2+} - 0,83 \text{ \AA}$) и др. физико-химических показателей. К подобному же выводу приходят М.Г.Карр, К.К.Турекян (*Carr, Turkian*, 1961) и М.Дуггелл и Ловеринг (*Dougall, Lowering*, 1961), которые указывают на тесную связь кобальта с железом и независимость от магния. Этим, по-видимому, следует объяснить уменьшение отношения $Ni : Co$ от ультраосновных пород к основным и средним; а отношение $Co : Mg$, наоборот, увеличивается.

Т и т а н . Содержание титана возрастает от ультраосновных пород через основные к средним и убывает к кислым породам. Среди основных пород содержание титана, наоборот, убывает в габбро-пегматитах и анортозитах. В вулканических породах и метаморфических сланцах района устанавливаются довольно высокие содержания титана (табл.8).

В породообразующих минералах наиболее высокая концентрация отмечается в роговой обманке, моноклинном пироксене, затем

уменьшается в ромбическом пироксене и плагиоклазе и достигает минимума в оливине, кварце и карбонате. Примерно такие же низкие содержания титана устанавливаются в пирит-халькопиритовых и реальгар-пурпигментовых рудах и сравнительно высокие в хромитовых рудах. В акцессорных минералах титан концентрируется главным образом в титаномagnetите, ильмените, рутиле, содержание его резко падает в хромшпинелиде, пирротине, пирите и вторичном магнетите (табл.2,7). Очевидно, что часть титана связана с решетками различных силикатов, в которых он представлен в форме Ti^{3+} , поскольку этот ион по сравнению с Ti^{4+} более устойчив при высоких температурах. В этом состоянии титан в решетках может замещать алюминий шестерной координации (Verhoogen, 1963).

В а н а д и й . Наиболее обогащены ванадием основные породы, затем средние и ультраосновные. Довольно высокие содержания ванадия отмечаются в метаморфических сланцах района, вулканические же породы в общем характеризуются сравнительно низкими содержаниями (табл.8).

В пороодообразующих минералах ванадий концентрируется главным образом в роговой обманке и моноклинном пироксене, значительно меньше - в ромбическом пироксене. В оливине и плагиоклазе ванадий почти отсутствует. В гидротермальных образованиях несколько высокие содержания ванадия устанавливаются в эпидоте, а в кварце и карбонате ванадий отсутствует. В акцессорных минералах наиболее высокая концентрация ванадия отмечается в титаномagnetите, затем хромшпинелиде, и минимальная - во вторичном магнетите. В пирите и пирротине ванадий отсутствует (табл.2,7).

В магматических процессах ванадий представлен в виде трехвалентного иона (Ферсман, 1939; Goldschmidt, 1954), который характеризуется близкими к железу и хрому физико-химическими показателями, что позволяет считать возможным изоморфное нахождение ванадия в некоторых железо-магниево-силикатах.

Х р о м . Наиболее высокие содержания хрома отмечены в ультраосновных породах, затем его содержания убывают в основных породах и меньше всего в средних и кислых породах. В вулканических породах верхнемелового возраста содержание хрома в два ра-

за меньше, чем в габбро, а в эффузивах палеогенового возраста примерно в тридцать раз меньше (табл.8). Таким образом, подобно Ni и Co , хром в основном накапливается в ранних дифференциатах пород.

В породообразующих минералах содержание хрома убывает от моноклинного, через ромбический пироксен к роговой обманке и оливину. Меньше всего хрома содержится в плагиоклазе, гидротермальном кварце и карбонате. В пирит-халькопиритовой, кварц-антимонитовой и аурипигмент-реальгаровой рудах содержание хрома значительно возрастает. Как показывают микроскопические исследования, большая часть установленных содержаний хрома в породообразующих минералах и в рудах связаны с мелкими включениями хромшпинелидов. В акцессорных минералах, кроме самостоятельного минерала - хромшпинелида, хром концентрируется в значительных количествах во вторичном магнетите, несколько меньше в титаномagnetите и значительно меньше в пирротине и пирите (табл.2,7).

В магматических процессах хром участвует в виде трехвалентного иона, близкого по своим физико-химическим свойствам к железу. Последнее обстоятельство позволяет считать возможным изоморфное нахождение хрома в железо-магнезиальных силикатах.

М е д ь . Характерной особенностью пород описываемого района является повышенное по сравнению с кларковыми содержание меди, что объясняется их первичной геохимической специализацией. Содержание меди возрастает от ультраосновных пород к габбро и далее к жильным дериватам последних. В этом отношении заслуживает внимания довольно высокое содержание меди в анортозитах. Минимальное содержание меди отмечается в габбро-диоритах и палеогеновых вулканических породах (табл.8).

В породообразующих минералах содержание меди убывает от роговой обманки, через моноклинный и ромбический пироксены к оливину. В гидротермальном кварце и карбонате содержание меди еще меньше, чем в оливине. В пиритах пирит-халькопиритовых руд, а также в кварц-антимонитовых и аурипигмент-реальгаровых рудах отмечаются наиболее высокие содержания меди. В акцессорных минералах, кроме самостоятельных медных минералов - халькопирита и кубанита, высокие содержания меди наблюдаются в пирротине, затем в пирите, хромшпинелиде и титаномagnetите и наименьшее - во вторичном магнетите (табл.2, 7).

Микроскопические исследования позволяют утверждать, что содержание меди в породах и гидротермальных образованиях контролируется главным образом включениями халькопирита, а в ультраосновных и основных породах — частично также включениями кубанита.

Г а л л и й . Содержание галлия возрастает от ультраосновных пород к основным и его жильным дериватам и вновь убывает к средним породам. Как в ультраосновных, так и основных породах содержание галлия выше кларковых. Довольно высокие содержания галлия отмечаются также в вулканогенно-осадочных породах как мелового, так и палеогенового возраста (табл.8). Это обстоятельство дает основание предполагать, что в ходе дифференциации магматического очага содержание галлия не претерпевало существенного изменения и что в породах различного состава и возраста галлий распределен почти равномерно.

В породообразующих минералах наибольшее содержание галлия отмечается в плагиоклазе и роговой обманке, затем содержание его уменьшается в моноклинном и еще резче в ромбическом пироксенах. В оливинах галлий не обнаружен. Довольно высокое содержание галлия отмечается в гидротермальном эпидоте и флогопите. В акцессорных минералах галлий обнаружен только в титаномagnetите и в некоторых пиритах и пирротинах. Подобное распределение галлия в минералах магматических пород обусловлено тесной геохимической связью Ga^{3+} и Al^{3+} , что приводит к накоплению в минералах, обогащенных алюминием (табл.2, 7).

С к а н д и й . Повышенные содержания скандия приурочены к основным породам и особенно к их жильным и пегматоидным образованиям. Как в ультраосновных породах, так и в породах среднего состава содержание скандия значительно уменьшается. Отмечается общая зараженность скандием метаморфического комплекса и вулканических образований мелового возраста, при несравненно более низком его содержании в вулканогенно-осадочных образованиях палеогенового возраста (табл.8).

В породообразующих минералах наибольшее скопление скандия наблюдается в роговой обманке, затем моноклинном пироксене и наименьшее — в ромбическом пироксене. Как в оливинах, так и пла-

гиоклазах скандий не обнаружен. В незначительных количествах он отмечен лишь в пирит-халькопиритовых рудах и гидротермальных эпидот-кварцевых жилах. В акцессорных минералах скандий встречен только в титаномagnetите (табл.2,7).

Полученные нами данные по распределению скандия согласуются с литературными данными (Борисенко, Щербина, 1960; Борисенко и др., 1961), согласно которым скандий накапливается в основных и ультраосновных породах и особенно в их поздних - пегматоидных образованиях.

В геохимических процессах поведение скандия схоже с поведением Fe^{2+} и Mg^{2+} . А.Ф.Борисенко и др. (1961) с помощью корреляционного анализа приходят к выводу, что Sc_2O_3 более тесно связан с FeO , чем с MgO . Присутствие скандия в железо-магнезиальных силикатах, по данным В.М.Гольдшмидта (*Goldschmidt*, 1954), обусловлено широким пределом изоморфизма между Sc^{2+} и Fe^{2+} с одной стороны и Mg^{2+} - с другой.

Рудная минерализация и закономерности ее распределения

В описываемом районе широко развиты разнообразные метасоматические образования и типы руд. Они приурочены главным образом к породам Мумухан-Красарского массива и в меньшей степени - к вмещающим вулканогенно-осадочным образованиям. Метасоматические процессы и рудная минерализация обязаны своим происхождением различным этапам и стадиям магматической, пневматолито-гидротермальной и гидротермальной деятельности.

К раннемагматическому этапу относятся небольшие тела хромитового оруденения, приуроченные к дунитовым участкам ультраосновных пород. К магматическому этапу - также небольшие скопления сульфидов Fe , Cu , Ni (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, линнеит, кубанит и др.), которые как в ультраосновных, так и в основных породах образуют тонкую вкрапленность без определенной связи с макро- и микротрещиноватостью. Среди описываемых пород сульфидами Fe , Cu и Ni наиболее обогащены поздние дифференциаты основных пород - анортозиты.

К послемагматическому пневматолито-гидротермальному этапу относятся разнообразные по минеральному комплексу, геохимическим признакам и возрасту образования. Ниже приводится их краткая характеристика в последовательности, отвечающей их примерной оче-

редности формирования.

Дорудное изменение пород охватывает значительный промежуток времени. Ультраосновные породы подверглись серпентинизации с образованием вторичного магнетита и различных гидроокислов железа, основные породы - хлоритизации, эпидотизации, амфиболитизации, пренитизации и частично карбонатизации. С этими процессами связано освобождение ряда химических элементов из силикатов и их переотложение в виде сульфидов второй генерации (пирит, пентландит, марказит, пирротин, кубанит, халькопирит и др.). Для сульфидов этой генерации характерны тонкие короткие прожилки, сопровождающиеся полосками измененных пород вокруг их зальбандов.

К указанному этапу относятся образования кварц-карбонатных пород типа лиственитов в виде полос в приконтактных частях массива. Они развиты на участках Амасия, Гетал, у с. Дарбанд и характеризуются весьма изменчивым соотношением главных минералов - кварца и карбоната. Наблюдается два типа лиственитов: I - образующийся за счет ультраосновных и основных пород и II - за счет вмещающих известняков. Эти типы связаны с захватом метасоматических процессов как эндо-, так и экзоконтактных участков интрузива. Листвениты, возникшие за счет ультраосновных пород, характеризуются обилием гидроокислов железа, реликтов хромита и серпентина, а также унаследованными структурами магматических пород.

Листвениты состоят из кварца и карбонатов, которые присутствуют в нескольких генерациях, указывающих на длительный и прерывистый процесс их образования. Состав карбонатов довольно сложный. Установлены брейнерит, кальцит, анкерит, арагонит и доломит. Их других минералов наиболее обычны хромит и гидроокислы железа (гётит и лепидокрокит). Хромиты сильно катаклазированы и пересечены многочисленными прожилками кварца и карбоната. Сульфиды встречаются редко. Интенсивная пиритизация отмечается на участке Гетал.

К дорудным продуктам гидротермальной деятельности следует отнести также кварциты и кварцевые (с карбонатом) и эпидот-кварцевые жилы и прожилки.

Кварциты довольно широко распространены в породах метаморфического комплекса и подчиненных им вулканогенных породах. В этом отношении метаморфический комплекс пород данного района

можно параллелизовать со сланцево-роговиковым отложениям триаса Югославии (Циссарц, 1958). Ассоциация кварцитов и метаморфических пород особенно характерна для Гетапского участка района с.Башгях и восточной части Карахачского хребта. Здесь кварциты чередуются со сланцами и рассланцованными песчаниками и иногда сохраняют структуру первоначальной сланцеватости пород. В кварцитах нередко отмечаются прожилки и жилы более светлого кварца поздней генерации. К указанным породам приурочено гематитовое оруденение. Линза с минерализацией железа у коч.Кармир-Агек разрабатывалась еще в древности.

К ранним стадиям рудной минерализации также следует отнести почти безрудные кварцевые (с карбонатами) и эпидот-кварцевые жилы и прожилки. Эти образования довольно широко развиты в метаморфических и вулканогенных породах, а также в ультраосновных породах массива. Призальбандовые части эпидот-кварцевых прожилков в вулканогенных породах около сел.Башгях сопровождаются обычно сильной эпидотизацией. Из рудных минералов отмечаются очень редкие вкрапленники пирита и халькопирита.

Продукты последующей кварц-пирит-халькопиритовой стадии минерализации локализуются в вулканогенных породах нижнего мела (уч.Байтар) и турона-коньяка (уч.Красар). Простирание жил совпадает с общим простиранием пликативных и дизъюнктивных структур района. Жильная масса представлена в основном катаклазированным серовато-белым кварцем. Под микроскопом установлены также редкие включения сфалерита, галенита, пирротина и блеклой руды. По условиям залегания, морфологии, минеральному составу и структурно-текстурным особенностям руды указанной стадии идентичны медно-колчеданным рудам Чибухлинского месторождения. В последнем случае, как известно, оруденение локализуется в среднеэоценовых вулканогенных породах. На основании подобной идентификации можно полагать, что возраст медного оруденения данного района - послесреднеэоценовый.

Руды кварц-антимонитовой и аурипигмент-реальгаровой стадии минерализации пространственно приурочены к однотипным структурам и залегают среди ультраосновных и основных интрузивных пород. Между указанными рудами не наблюдается постепенных переходов.

Кварц-антимонитовая минерализация состоит в основном из халцедоноподобного кварца темно-серого цвета и антимонита. Под мик-

роскопом кварц представлен тонкозернистыми перекристаллизованными агрегатами и местами ассоциирует с тонкозернистым ранним карбонатом. В рудах присутствуют также пирит, марказит, пирротин, хромит, реже бравоит и пентландит.

Основным жильным минералом реальгар-аурипигментовых руд является халцедоноподобный кварц, реже встречаются небольшие прожилки таблитчатого белого барита. Помимо главных рудных минералов в породах Амасийского участка довольно часто устанавливаются самородный мышьяк, а также пирит, марказит, пирротин, лёллингит, пентландит и хромит.

Необходимо отметить, что на территории Армянской ССР, за исключением рассматриваемого района, медное оруденение колчеданного типа и сурьмяно-мышьяковые руды нигде не встречаются совместно. Нахождение указанных руд в данном районе мы объясняем его нахождением на стыке двух различных структурно-металлогенических зон и поэтому на него накладываются характерные черты обеих зон - медное оруденение Алаверди-Кафанской зоны, а сурьмяно-мышьяковое - Памбак-Зангезурской.

Следует отметить, что в горизонтальном направлении отмечается зональное размещение оруденения. При этом медные руды локализуются, в основном, в восточных частях района, в то время как к западу оно сменяется сначала сурьмяным и далее мышьяковым оруденением. Возможно, что подобная зональность имеется и в вертикальном направлении, при которой относительно более высокотемпературную пирит-халькопиритовую парагенетическую ассоциацию минералов следует ожидать в более глубоких горизонтах участков распространения сурьмяно-мышьякового оруденения.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал еще не позволяет четко выделить стадии минерализации. Можно наметить следующий ряд последовательности формирования стадий минерализации в пределах пневматолито-гидротермального этапа: I - дорудное изменение осевых пород, II - кварц-гематитовая, кварцевая (с карбонатами) и эпидот-кварцевая, III - кварц-пирит-халькопиритовая, IV - кварц-антимонитовая, V - аурипигмент-реальгаровая и VI - кварц-карбонатная. Последние три стадии, на наш взгляд, обособлены от первых значительным промежутком времени и составляют отдельный более низкотемпературный этап рудной минерализации, приуроченный к иным структурным элементам.

29033

З а к л ю ч е н и е

Амасийский рудный район пространственно тяготеет к ультраосновным и основным интрузивным породам, представляющим СЗ часть дугообразного Севано-Амасийского пояса Армянской ССР. Ультраосновные и основные породы слагают крупный Мумухан-Красарский массив и ряд апофиз во вмещающих вулканогенно-осадочных породах сенона и палеогена. Возраст массива определяется как посленижнеэоценовый на основании прорыва нуммулитовых известняков нижнего эоцена.

В многофазном Мумухан-Красарском массиве намечается следующая последовательность в образовании пород: I фаза - перидотиты с дунитами и пироксенитами, переходящими в троктолиты и оливиновые габбро, II фаза - различные габбро, переходящие в диориты и плагиограниты, III фаза - кварцевые диориты, плагиограниты. Наибольшее развитие имеют породы I и II интрузивных фаз. Каждая интрузивная фаза сопровождается своими жильными образованиями: I - пироксенитами, II - оливиновыми габбро, габбро-диабазами, габбро-порфиритами, габбро-пегматитами, анортозитами, III - кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами. Генетическая связь указанных пород доказывается общностью их геологического залегания, наличием переходов одной петрографической разновидности в другую и их петрохимическими, минералогическими и геохимическими особенностями.

Интрузивные габбро-порфириты и габбро-диориты, обнажающиеся к югу и ЮВ от Мумухан-Красарского массива, резко отличаются от соответствующих пород этого массива по своему геологическому положению, морфологическим особенностям, особенностями петрографического состава (однородность, отсутствие типичных габбро и переходов в троктолиты и оливиновые габбро) и геохимическим признакам. Для них характерны более низкие содержания элементов группы железа и скандия и повышенные содержания Ti , Zr , Sr , Li и др., что, вероятно, также указывает на генетическое различие и различную специализацию этого магматического комплекса.

Содержания Ni , Co , Cr убывают от ультраосновных к основным породам и жильным образованиям последних и далее к средним и кислым породам, между тем, как повышенные концентрации Ti , V , Cu , Sc приурочены к основным породам и значительно падают в ультраосновных, средних и кислых породах. При этом в

породах основными концентраторами Ni и Co являются оливин, ромбический и моноклинный пироксены и амфиболы. Наибольшие концентрации Ti , V , Cu , Sc отмечаются в роговых обманках, затем в моноклинных и ромбических пироксенах, в оливинах и наименьшие - в плагиоклазах.

По сравнению с вулканогенными породами верхнего мела вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы палеогена характеризуются пониженными содержаниями Ni , Co , V , Cr , Sc , но повышенными содержаниями Yt , Ba , Zr и Be . Подобное поведение элементов-примесей указывает на различную специализацию верхнемеловых и палеогеновых магматических комплексов.

Анализ фактического материала позволяет наметить следующую последовательность формирования стадий минерализации: I - дорудное изменение боковых пород, II - кварцевая (с карбонатами), кварц-эпидотовая и кварц-гематитовая, III - кварц-пирит-халькопиритовая, IV - кварц-антимонитовая, V - аурипигмент-реальгаровая, VI - кварц-карбонатная. Последние три стадии, по-видимому, обособлены от первых значительным промежутком времени и составляют низкотемпературный этап рудной минерализации.

Л и т е р а т у р а

- Абовян С.Б. О явлениях метаморфизма в хромшпинелидах Армении. Зап.Арм.отд.ВМО, № I, 1959.
- Абовян С.Б. Акцессорные минералы пород габбро-перидотитовой формации Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Изв.АН Арм.ССР. Науки о Земле, XXII, № I, 1969_I.
- Абовян С.Б. К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXII, № 2, 1969₂.
- Борисенко Л.Ф.,
Щербина В.В. Геохимия скандия. В сб. "Геохимические циклы". Госгеолтехиздат. М., 1960.
- Борисенко Л.Ф.,
Журавлев А.Г.,
Сосновская Л.И. О корреляционной связи среднего содержания скандия и некоторых породообразующих элементов в интрузивных породах. ДАН СССР, 138, № 4, 1961.
- Магакьян И.Г.,
Мкртчян С.С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв.АН Арм.ССР, № 4, 1957.
- Пароникян В.О.,
Матевосян А.Ш. Самородный мышьяк из Амасийского месторождения Армянской ССР. ДАН Арм.ССР, XII, № 4, 1965.
- Татевосян Т.Ш. Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского (Есаульского) хребта. Изв.АН Арм.ССР, № 2, 1950.
- Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. Изд.ИЛ, М., 1962.
- Ферсман А.Е. Геохимия, т.У, Изд.Геохимиздат. М-Л, 1939.
- Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Изд.ИЛ, М., 1958.
- Saar M.H., Tu-
rekian K.K. The geochemistry of cobalt. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, N1-2, 23, 1961.
- Goldschmidt V. M. *Geochemistry*. Oxford, 1954.

- Dougall M.,
Lovering J. F. *Fraktionation of chromium, nickel, cobalt and copper in a differentiated dolerite-granophyre, sequence at Red Hill, Tasmania. J. Geol. Soc. Austral., N2, 10, 1963.*
- Horniger G. *Beobachtungen am Erzinhalt von Gestein und an Chromerz an Tampadel in Schlesien. Z. Krist. Min. etc. Abt., 13, 1952, Leipzig.*
- Verhoogen J. *Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. Amer. J. Sci., N3, 1963.*

Печатается в соответствии с постановлением Президиума
Академии Наук СССР № 830 от 6 октября 1961 г.

В печать от 2/10-71

Тир. 11

Цена 2 руб. 15 коп.

Зак. 29033/2

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
Люберцы, Октябрьский пр. 403

