

**ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ
ОБРАЗОВАНИЯ
ЗАНГЕЗУРСКОГО
РУДНОГО
РАЙОНА**

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

**ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ
ՀԱՆՔԱՑԻՆ ՇՐՋԱՆԻ
ՀԵՏՄԱԳՄԱՏԻԿ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԸ**

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՑԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1987

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

4826

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ
ЕРЕВАН

СССР
1987



Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР

Ответственный редактор - доктор геолого-минералогических наук
Н.А.Нарамян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
кандидат геолого-минералогических наук
Г.А.Назарян,
кандидат геолого-минералогических наук
Г.А.Саркисян

Работа посвящена закономерностям формирования магматических, метаморфических и метасоматических образований Зангезурского рудного района. Дана классификация этих образований, рассмотрены история тектонического развития, вопросы магматизма и рудоносности региона. Описываются геологические условия развития метасоматических процессов и взаимосвязь их с определенными магматическими комплексами. Рассмотрены региональные пропилиты, контактово-метаморфические и контактово-метасоматические образования. В отдельной главе показана связь оруденения с магматическими образованиями. Выделены окорудные метасоматиты кислотной стадии, сопровождающие процессы оруденения. Исследованы физико-механические свойства метасоматитов, а также определена температура образования некоторых их типов. На основе данных спектрального анализа определены геохимические особенности метасоматических образований региона.

Работа представляет интерес для геологов, занимающихся изучением гидротермальных рудных полей месторождений.

1903020000

П _____ 61 - 87
703(02) -87

Предлагаемая работа проводилась по инициативе и под руководством доктора геолого-минералогических наук Н.А.Карамяна, многогранная научная деятельность которого внесла исключительно весомый вклад в современные представления о генезисе рудных месторождений Зангезурского рудного района.

Изучение метаморфических и метасоматических пород в пределах рудных районов имеет весьма важное значение и является первоочередным при проведении металлогенических исследований рудоносных площадей. Основной задачей этих исследований является выяснение взаимосвязи между магматизмом, постмагматическими процессами и процессом формирования оруденения. Это позволит, с одной стороны, установить место оруденения в истории геологического развития региона, а с другой - выявить взаимосвязь между процессами метасоматоза и рудообразования.

Установлено, что известные рудные ассоциации тяготеют к определенным типам метасоматических образований. Выявление и детальное исследование комплекса гидротермально измененных пород, развитых в пределах региона, могут служить важным поисковым критерием для обнаружения скрытого оруденения.

Для Зангезурского рудного района эта задача осложняется тем, что в пределах региона установлено большое многообразие магматических образований с сопутствующими продуктами метасоматоза и метаморфизма, относящихся к определенным разновозрастным магматическим формациям.

Естественно, их систематизация, проведение увязки во времени и в пространстве с магматическими образованиями и метасоматизмом представляют собой весьма актуальную задачу для геологии и металлогении этого региона.

Освещение вопроса о связи разнообразных типов метасоматичес-

них формаций с магматическими комплексами и типами руд позволит провести типизацию рудных районов, а также сравнение Зангезурского рудного района с аналогичными рудными районами республики и других регионов мира.

В процессе выполнения данной работы Н.А.Нарамьяном была разработана классификация метасоматических процессов Зангезурского рудного района и продуктов их деятельности в связи с развитием магматизма в альпийский этап складчатой зоны.

Классификация позволяет учитывать эволюцию магматизма и роль различных магматических комплексов в формировании различных типов метасоматитов, генетически связанных с конкретными интрузивными породами.

Особое внимание в работе уделено взаимосвязи метасоматитов с процессами оруденения, увязаны рудные минеральные ассоциации с типами метасоматитов.

При проведении указанных работ большое внимание уделено комплексному изучению метаморфических и метасоматических образований.

В первой части рассмотрены геологические условия локализации и формирования метасоматитов. Во второй - дана их петрографическая и минералогическая характеристика. Рассчитан баланс привноса-выноса компонентов в процессе метасоматоза.

Обращено большое внимание на геохимическую специфику продуктов метаморфизма и метасоматоза, которая в определенной мере будет служить критерием металлогенической специализации этих образований.

Работа выполнена в Институте геологических наук АН Армянской ССР. На всех этапах работы авторы находились в тесных научных контактах и пользовались консультациями С.О.Ачикгезяна, Г.А.Сарнисяна, Р.Т.Джрбашяна, Б.М.Меликсетяна и др. В подготовке рукописи к печати большую помощь оказал Г.А.Назарян.

1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Метаморфические и метасоматические образования Зангезурского рудного района издавна привлекали внимание исследователей этого региона.

В.Г.Грушевой (1925) при изучении медных месторождений бассейна рек Вохчи и Мегри отмечает широкое развитие сланцеватых пород, образовавшихся в результате контактово-метаморфического воздействия Мегринского плутона. Одновременно он отмечает наличие в интрузивных породах этого региона эпимагматических минералов, таких, как вторичный амфибол, биотит, эпидот, хлориты, магнетит, сфен, рутил и др.

Этим же автором отмечается широкое развитие в районе турмалинизации, которую он относит к продуктам пневматолитовой деятельности.

В 1936 году С.А.Мовсисяном (1939) в северо-западной части Мегринского плутона, в зоне контактово-измененных образований были выявлены и детально изучены фации метасоматитов и среди них - кварц-серицит-андалузитовые вторичные кварциты.

В 1939-40 гг. изучением геологии, минералогии и генезиса скарнов Зангезура занимался Ю.А.Арапов (1946). Им рассмотрены условия образования и минералогия отдельных скарновых полей Зангезура.

Несколько позже для Наджаранского месторождения С.А.Мовсисян (1941) и С.С.Мкртчян (1958) отмечали приуроченность медно-молибденовых руд к зонам гидротермально измененных пород.

Приуроченность оруденения к интенсивно измененным контактовым кварц-биотит-полевошпатовым роговикам на Дастадертском месторождении установлена И.Г.Магакьяном и В.Х.Ароян-Иашвили (1946).

В 1952-1954 гг. при изучении интрузивных пород северного склона Баргушатского хребта Н.А.Нарамян (1963) описал контактово-метаморфические роговики в ореоле гранитоидных интрузивов. Было

также установлено, что на Дастакертском месторождении различные минеральные ассоциации сопровождаются определенными, специфическими для каждой из них околорудноизмененными образованиями.

С 1955 по 1959 гг. А.Г.Назаряном (1984) проводились изучения околорудноизмененных пород медно-молибденовых месторождений. В результате этих исследований автор пришел к выводу, что околорудные метасоматиты медно-молибденовых месторождений относятся к формации пропилитов.

Позже Н.А.Нарамьяном (1963) было проведено изучение контактово-метаморфических пород в полосе северного экзоконтакта Мегринского плутона. В зоне этого контакта описаны различные морфологические типы мигматитов. Помимо явлений контактового метаморфизма здесь же отмечается наложение процессов биотитизации на ранее выделенные разности роговиков.

Одновременно Н.А.Нарамьяном (1963) в пределах эндоконтактовых участков монцонитового интрузива и Каджаранского рудного поля и месторождения были выделены продукты метасоматоза, генетически связанные с монцонитовым интрузивом. К ним относятся: амфиболизация, биотитизация, а также турмалинизация, проявленные в монцонитах.

Н.А.Нарамьяном (1973) также были изучены дорудные и околорудноизмененные образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Им была проведена классификация постмагматических процессов и продуктов их деятельности, рассмотрены метасоматические образования, генетически связанные как с определенными магматическими комплексами, так и с глубинными магматическими очагами. Установлено, что на медно-молибденовых месторождениях различные рудные минеральные ассоциации сопровождаются определенным типом околорудноизмененных пород.

Изучением низкотемпературных гидротермальных метасоматитов в 1970-1973 гг. в пределах Каджаранского медно-молибденового месторождения занимался В.И.Рехарский. По В.И.Рехарскому (1973), медная минерализация сопровождается кварц-серицитовыми метасоматитами, а молибденитовая - полевошпат-кварцевыми.

Вопросы, связанные с изучением контактово-метасоматических образований в ореолах интрузивов Мегринского плутона, в последние годы рассматривались многими исследователями. О.П.Гужидняном (1963) были описаны случаи образования щелочных метасоматитов в

результате процессов гранитизации, проявленных в периферии габбро-диорит-гранодиоритовых интрузивов. Т.Ш.Татевосяном (1963) эти же образования рассматривались как результат процессов ассимиляции известняков.

А.А.Джафаров и Б.С.Ходжабегиан (1973) описали некоторые типы экзо- и эндоконтактовых метасоматитов Мегринского плутона.

О.П.Гумуджяном (1971, 1974) описаны известковые биметасматические скарны западного Баргушата, а также их минеральный состав. Несколько позже М.А.Арутюнян (1976, 1977) были опубликованы данные о геологическом строении и генезисе известковых скарнов бассейна р.Гехи, а также особенности распределения элементов-примесей в скарновых породах и минералах Нефашенского рудопроявления.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ТЕКТониКИ И МАГМАТИЗМА

1. Стратиграфия

В стратиграфическом разрезе Зангезура участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения от докембрия-нижнего палеозоя (?) до мио-плиоцена включительно. Блоковое строение территории и интенсивные тектонические перемещения по многочисленным разрывным нарушениям осложняют изучение стратиграфии региона. В связи с этим, а также наличием в отдельных случаях немых толщ, возрастные соотношения между некоторыми стратиграфическими единицами выявлены не окончательно.

Д о к е м б р и й - н и ж н и й п а л е о з о й (?). В настоящее время к образованиям рассматриваемого возраста возможно отнести условно лишь породы метаморфического комплекса долины р.Аранс (от ст.Алдара до коч.Сыгерт), представленные в основном амфиболитами с подчиненным развитием пачек глинистых сланцев. Отмеченный комплекс пород не имеет аналогов в пределах Зангезурского региона и отличается значительной степенью метаморфизма.

Д е в о н. Выходы девонских отложений, представленные брекчиевидными известняками, глинистыми сланцами и пачками кварцитов, известны на правом склоне долины р.Шишкерт. Мощность выходов этих образований около 200м. Контакт с нижележащими конгломератами тектонический. Фаунистически охарактеризованы благодаря исследованиям С.С.Мкртчяна (1958).

На основе повторных находок фауны (А.А.Белов 1967) установлены отложения среднего (живетский ярус) и верхнего (фаменский и франский ярусы) девона.

П е р м ь. Отложения перми представлены битуминозными, мраморизованными, реже брекчированными органогенными известняками. Мощность этих отложений в бассейне р.Гехи достигает 800-900м.

Прослеживаются непрерывно от верховьев р.Гехи (с.Пейган) до с.Шишкерт на юго-востоке. Пермская толща трансгрессивно и с угловым несогласием залегает на девоне. Наличие пермских пород в Зангезуре фаунистически доказано О.П.Гуюмджяном (1968), В.Г.Ночаряном и А.А.Беловым (1969).

По имеющимся в настоящее время данным в Зангезуре фаунистически выделяется только верхний отдел перми - уфимский и казанский ярусы, соответствующие гнишинской и хачикской свитам пермских отложений Армянской ССР. Однако, учитывая значительную мощность (900м) этих отложений, возможно ожидать полный разрез перми в Зангезуре.

М е л. В пределах рассматриваемой части Зангезура выделяется несколько участков развития верхнемеловых отложений, которые различаются по литологическому составу, стратиграфии и мощности.

Верхнемеловые отложения на севере региона состоят из татевской свиты карбонатных и туфогенных пород (верхний турон? - нижний коньяк), сваранцской туфоосадочной свиты (верхний коньяк) и сраберд-танцарской вулканогенной свиты (сантон). Фаунистически охарактеризованные отложения баррема (В.Б.Барсегян, 1972) установлены в расщепленных известняках и глинистых сланцах у с.Шишкерт.

На юго-западе региона, в Нахичеванской зоне, меловые отложения также представлены терригенными и карбонатными отложениями турона, коньяк-сантона, камлана и даний-палеоцена (известняки, аргиллиты, мергели, песчаники, гравелиты, реже конгломераты).

Меловые отложения бассейна р.Гехи (сенон) не расчленены в виду отсутствия достаточных фаунистических данных.

В последнее время (Р.Н.Таян, Ю.А.Мартirosян (1977) на основании находки фораминифер мощная толща песчаников, известняков и аргиллитов, слагающая центральную часть разреза р.Вохчи, отнесена к верхнемеловому досенонскому возрасту (турон-коньяк).

Верхнемеловой возраст карбонатной толщи бассейнов рек Арамазд и Нахурд был доказан палеонтологически Г.Б.Межлумяном (1973), О.П.Гуюмджяном (1968).

Д а н и й - п а л е о ц е н. До последнего времени отложения этого возраста в западном Зангезуре выделялись лишь условно (А.А.Белов, 1969). Работами Р.Т.Джрбашяна, Ю.А.Мартirosян, Р.Н.Таяна (1977) в водораздельной части Мегринского хребта (гора Гомаранц)

в верхах пачки глинистых известняков установлена обильная фауна фораминифер, которая позволяет датировать отложения верхами датского яруса. Исходя из того, что отложения датского яруса на Малом Кавказе обычно проявляются совместно с отложениями палеоцена, можно более уверенно выделить даний-палеоценовые отложения вдоль всей зоны Гиратахского разлома.

В о з р а з д. Вулканические и вулканогенно-осадочные образования, относимые к палеогену, достаточно широко развиты в пределах исследуемой территории и характеризуются пестрым фациальным обликом и разнообразием состава.

Среди отложений эоцена согласно данным Р.Т.Джрбашяна и др. (1976) выделяются:

1. **П и р а м с а р с к а я с в и т а**; в самых низах палеогенового разреза, залегая трансгрессивно на образованиях верхнего мела и дания-палеоцена, обнажается мощная (до 2,5 км) толща флиш-идного облика.

Возраст толщи по ее стратиграфическому положению и по аналогии с фаунистически охарактеризованными флиш-идными отложениями Нахичеванской АССР соответствуют нижнему эоцену (Мкртчян, 1958).

2. **Д а л и ч а й с к а я с в и т а**. Стратиграфически выше описанной толщи залегают мощная толща вулканических и вулканогенно-осадочных пород среднеэоценового возраста, пользующихся в районе максимально широким распространением (Мкртчян, 1958; Асланян, 1958; Нарамян, 1962).

Особенностью строения даличайской свиты является широкое участие в ее составе терригенных и пирокластических образований с отчетливо выраженной грубой слоистостью и общекавказский структурный план развития с азимутами падения слоев на $220-260^{\circ}$ под углами $35-65^{\circ}$; мощность свиты достигает 600-800 м.

3. **Н а п у т д ж и х с к и й в у л к а н о г е н н ы й к о м п л е к с** получил широкое развитие в западной части исследуемой территории по Зангезурскому хребту и его отрогам.

Отличительной особенностью комплекса является сложное строение со специфическим вулканизмом, выраженным в крайне ограниченном развитии пирокластических фаций и широком проявлении экструзивов и крупных вулканических интрузий.

4. **Г е х а н а р с к а я (а л ь м е р а н с а р с к а я) с в и т а**. Верхнюю часть разреза палеогеновых образований в исследуемой

области занимают собственно вулканические и грубообломочные вулканогенные образования, которые работами предыдущих исследователей выделены в ингрессивную альмерансарскую свиту мощностью до 1,0 км.

М и о - п л и о ц е н. Мио-плиоценовые отложения имеют незначительное развитие в пределах Зангезурского рудного района. Они имеют ингрессивный характер залегания и заполняют древние долины и ущелья.

Среди мио-плиоценовых отложений выделяются три свиты, отличающиеся как стратиграфическим положением, так и литологическим составом пород: 1) нор-аревинская угленосно-песчанистая свита; 2) биченагская вулканогенно-обломочная свита; 3) сисианская глинисто-диатомитовая свита.

2. Т е к т о н и к а

Согласно имеющимся схемам геотектонического районирования (Асланян, 1958, 1970; Паффенгольц, 1959; Габриелян, 1959, 1978) исследованный район рассматривается как южная часть крупной мегантиклинальной зоны Малого Кавказа.

Современный структурный облик Зангезурского рудного района в значительной мере сформировался в собственно геосинклинальном и в орогенном этапах альпийского цикла его развития.

Орогенный подэтап развития рассматриваемой территории начался с конца верхнего эоцена и продолжается до настоящего времени. Согласно А.А. Габриеляну и др. (1968), этот подэтап геотектонического развития области четко делится на две стадии: раннеорогенную ($X_2^3 - N_1^3$) и позднеорогенную ($N_1^3 - Q$), которые в свою очередь делятся на ряд подстадий.

В этот период в Зангезурском рудном районе закладываются и формируются крупные блоки II-ого порядка - Восточно-Зангезурский (Мегринский), Западно-Зангезурский (Вохчинский), Баргушатский, а также горстантиклинальные и грабен-синклинальные структуры, развивающиеся в основном в периферийных частях отмеченных крупных блоков. Обнажающиеся в пределах выделенных блоков породы отличаются возрастом стратиграфических комплексов, фациями и составом осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Эти блоки контролируют распределение продуктов магматизма, особенно плутоничес-

ного, а также рудоносность.

По интенсивности проявления складчатых деформаций и процессов динамометаморфизма осадочные и вулканогенно-осадочные толщи Зангезурского рудного района подразделяются на четыре структурных этажа, соответствующих основным эпохам его геотектонического развития.

Первый - нижний структурный этаж охватывает образования, относимые к верхнему протерозою(?) - нижнему палеозою(?) (эопалеозой) байкальского этапа.

Второй - осадочные породы среднего и верхнего девона, перми, триаса(?) герцинского возраста. Третий структурный этаж охватывает осадочные и вулканогенно-осадочные образования датского яруса - палеоцена и эоцена альпийского геосинклинального этапа развития региона.

Четвертый структурный этаж охватывает образования верхнемиоцен-плиоценового возраста позднеорогенного времени. Характерным для этих отложений является формирование их в наложенных впадинах, развивающихся на более древних образованиях, в том числе и гранитоидах.

2.1. Элементы складчатости и условия их формирования

Выходы на дневную поверхность пород эопалеозоя и палеозоя, слагающих первый и второй из отмеченных структурных этажей, обусловлены наличием горст-антиклинальных поднятий в восточной - Бахаджурской (Белов, 1967, 1969) и юго-восточной - Шванидзорской частях региона. Эти поднятия ограничены разрывными нарушениями, развившимися в шовной зоне Хуступ-Гиратахского разлома.

На юго-востоке описываемой территории наиболее древние образования слагают левобережье р. Аранс и широкой полосой северо-западного ($320-330^{\circ}$) простирания прослеживаются от с. Алидара до поста Горазского на востоке.

Породы второго структурного этажа обнажаются в узкой полосе Бахаджурской (Богаджихской) горст-антиклинали северо-западного ($320-330^{\circ}$) простирания, на расстоянии более 30 км. Ограничена эта зона с юго-запада и северо-востока крупными разрывными нарушениями с крутыми углами падения ($65-80^{\circ}$), преимущественно на юго-запад.

Карбонатные толщи верхнего девона, обнажающиеся узкой полосой

(до 0,4 км) в южной, Шишкертской части зоны, на расстоянии около 10 км имеют северо-западное простирание $300-330^{\circ}$ с падением на юго-запад под углом $50-65^{\circ}$. В зоне Нирского разлома, ограничивающего горст-антиклиналь с юго-запада, карбонатные породы верхнего девона сильно рассланцованы, наблюдаются редкие структуры пластического течения.

Тектонический характер выходов мраморизованных известняков перми по зоне Нирского разлома со следами интенсивного пластического течения в них устанавливается и в экзоконтакте Гехинского массива в южном Баргушате.

Осадочные и вулканогенно-осадочные образования третьего структурного этажа имеют наибольшее развитие в пределах Зангезурского рудного района.

Отложения верхнего мела получили большое развитие в южном Баргушате (аксакальская толща, Гуюмджян, 1963) в среднем течении рек Дармазур и Нилидара.

Флишоподобная толща нижнего эоцена, имеющая большое развитие на исследованной территории, обнажается в основном в виде различной величины останцев (от метров до десятков метров) среди прорывающих их вулканогенных пород среднего и верхнего эоцена.

Составить определенное представление о типе складчатости в описываемой толще трудно, так как она повсеместно несет следы динамо- и контактового метаморфизма.

Отложения среднего эоцена (даличайская толща) развиты в основном в пределах Баргушатского блока. Среди преобладающего северо-западного направления развития пород отдельные участки их образуют зоны приразломных складок (по р. Даличай и далее на юг) меридионального простирания. Близмеридиональное развитие с падением на запад ($45-50^{\circ}$) имеют породы описываемой толщи и на западном склоне Зангезурского хребта в пределах близмеридионального прогиба, развившегося по зоне Ордубад-Салвардского глубинного разлома.

Отложения верхнего эоцена (гехакарская толща) развиты лишь в Баргушатском блоке. Контуры их выходов в целом приурочены к близширотному Арамаздскому грабен-синклинальному прогибу. Элементы залегания слоистости подчеркивают пологое синклинальное залегание описываемой толщи, подчиняясь ее конфигурации.

Отложения верхний миоцен-плиоценового возраста, слагающие чет-

вертый структурный этаж, развиты, как уже отмечалось, в наложенных молодых впадинах, а также выполняют русла древних рек. Тектонические деформации в этих толщах проявлены слабо и небольшие наклоны слоистости (до $20-25^{\circ}$) в этих толщах связаны с перемещением блоков по зонам разрывных нарушений в пострудный этап.

Обнажения пород описываемого структурного этажа в южном Зангезуре приурочены к протяженной меридиональной Мегри-Тейской грабен-синклинальной зоне шириной до 3,5 км.

2.2 Разрывные нарушения и их роль в геологическом строении района

По масштабу проявления разрывные нарушения подразделены на четыре группы: междублоковые (граничные), ограничивающие исследованную область от соседних геотектонических зон; разделяющие изученный регион на блоки II порядка; внутриблоковые и более мелкие разрывные нарушения, осложняющие строение этих блоков.

Зоны повышенной трещиноватости (Таян, 1984) рассматриваются нами как один из наиболее распространенных морфологических типов проявления разрывов. Они устанавливаются в зонах развития всех четырех групп выделенных разрывных нарушений.

Значительное развитие на описываемой территории имеют относительно маломощные (от 20 до 100 м), но протяженные зоны повышенной трещиноватости. Они сопровождаются обычно метасоматическим изменением пород, способствующим их выявлению при дешифрировании аэрофотосъемков и при полевых исследованиях. Эти зоны имеют длительную историю развития и являются, как и более крупные, отражением разломов фундамента.

К первой из отмеченных групп разрывных нарушений (граничных) относятся два крупных разлома близ меридионального простирания: Хуступ-Гиратахский и Ордубад-Салвардский. Последний является южным продолжением крупного граничного Ани-Ордубадского (Асланян, 1958) разлома, прослеживающегося по границе Мисхано-Зангезурской и Ереван-Ордубадской тектонических зон.

Согласно данным последних лет (Асланян, Сатиан, 1977), зона Хуступ-Гиратахского разлома представляет собой Зангезурский офиолитовый пояс, на который надвинуты Нафанский и Зангезурский блоки, и является мощной дугобразной зоной сближенных, часто кулисообразно расположенных разрывных нарушений, которые прослежива-

ются по простиранию на сотни километров. На юге региона эта зона имеет северо-западное простирание, на севере - близмеридиональное. Общая мощность зоны достигает местами первых километров.

Зона Ордубад-Салвардского разлома разграничивает Зангезурский и Нахичеванский блоки и характеризуется близмеридиональным простиранием с преимущественным падением на запад под средними углами терригенно-осадочных толщ нижнего и среднего эоцена, а также многочисленными протяженными параллельно ей разрывными нарушениями.

Орогенная дифференциация в период общего поднятия описываемой территории происходила на фоне дальнейшего развития разрывных нарушений глубокого заложения, приведших к формированию крупных блоков и интрузивной магматической деятельности.

Как уже отмечалось, в это время здесь формируются Баргушатский, Западно-Зангезурский (Вохчинский) и Восточно-Зангезурский (Мегринский) блоки, наиболее приподнятым из которых оказался Западно-Зангезурский, наименее - Баргушатский.

Разрывные нарушения, разделяющие область на крупные блоки, представляют собой мощные протяженные зоны, имеющие длительную историю развития. Обычно эти зоны, наряду с описанными выше границными разломами, контролируют интрузивный магматизм области.

В пределах Баргушатского блока, наиболее погруженного по системам широтных разломов на фоне общего поднятия области, развиты в основном отложения среднего и верхнего эоцена и, более чем где-либо в области, отложения верхнемиоцен-плиоценового возраста, третьего структурного этажа. Выходы флишеидных толщ нижнего эоцена, имеющие четкий северо-восточный план складчатости, прослеживаются лишь до крупной широтной зоны, ограничивающей наиболее погруженную в Баргушатском блоке Арамаздскую грабен-синклиналь с юга.

Размещение массивов гранитоидов в Баргушатском блоке (за исключением Новшутского массива) контролируется широтными крупными разломными зонами, хорошо фиксируемыми методами структурной геофизики. В результате многократных повторных деформаций эти разломы фундамента проявились на поверхности в виде зон повышенной трещиноватости и отдельных тектонических швов с гидротермальным изменением пород.

Наиболее приподнятый в пределах закартированной территории Западно-Зангезурский блок ограничен с востока Дебанлинским



запада - Ордубад-Салвардским разломами. С севера его граница с Баргушатским блоком проходит по отмеченным выше широтным системам разломов. Сложен в основном терригенно-осадочными образованиями верхнего мела (Ордубадский район) и нижнего эоцена. Интрузивы, развитые в пределах этого блока, слагают наиболее возвышенные участки Зангезурского хребта и области в целом. Значительную площадь здесь занимают порфировидные гранитоиды нижнемиоценового возраста (Вохчинский массив). В полях развития этих пород не установлены крупные останцы вмещающих их вулканогенных и терригенно-осадочных толщ. Наряду с этим в апикальных частях порфировидных гранитоидов закартированы (Таян, 1967) крупные останцы гранодиоритов предшествующего интрузивного комплекса. Они являлись вмещающими для формирующихся в гипабиссальных условиях интрузивов комплекса порфировидных гранитоидов. Этот факт характеризует тенденцию к воздыманию этой области еще до внедрения интрузивного комплекса в нижнем миоцене и интенсивность эрозионных процессов в рассматриваемом блоке.

Граница между Западно- и Восточно-Зангезурскими блоками проходит по меридиональной Мегри-Тейской грабен-синклинальной структуре, ограниченной с запада Дебанлинским разломом, а с востока - серией разрывных нарушений, прослеживающихся по долине р. Мегригет и далее на север. В пределах этой зоны, как уже отмечалось, обнажаются сохранившиеся от эрозии апикальные фации гранитоидов, крупные останцы вулканогенных пород, а также развиты терригенно-озерные отложения нижнего плиоцена.

В этой грабен-синклинальной зоне, развитой в висячем боку Дебанлинского разлома, приурочены рудные поля крупных промышленных месторождений Зангезурского рудного района. Она детально описана в литературе (Нарамян и др., 1974; Ночарян, Таян, 1963; Нарамян, Таян, 1972; Нарамян и др., 1976).

Умеренно приподнятый Восточно-Зангезурский (Мегринский) блок, восточная граница которого должна, по-видимому, проводиться по крупным западным тектоническим швам (Нирский и Хдебанцский) зоны Хуступ-Гиратахского разлома, сложен терригенными и вулканогенно-осадочными толщами даний-палеоцена (?), нижнего и среднего эоцена. Интрузивные породы представлены верхнеэоцен-олигоценскими комплексами.

Проявления магматизма в Зангезурском рудном районе имели место в течение ряда геологических эпох - от раннего эоцена до антропогена включительно.

Основываясь на анализе истории развития района, ниже характеризуются основные черты эоценового (позднегеосинклинального) вулканизма, верхнеэоцен-нижнемиоценового (орогенного) интрузивного магматизма и неогенового (позднеорогенного) вулканизма.

3.1 Эоценовый вулканизм^х

В пределах описываемой территории наиболее интенсивное проявление вулканизма относится к среднему эоцену.

Напутджихский сложнофациальный комплекс (средний эоцен) представлен лавами, лавобрекчиями, агломератовыми лавами, туфами, туфобрекчиями, а также субвулканическими образованиями базальтового, андезитового, реже дацит-липаритового состава.

Широко распространены экструзивные и субвулканические образования, которые картируются в виде даек, небольших штоков и крупных вулканических массивов базальтового и андезитового составов.

Среди подобных тел выделяются образования типа "эксплозивных магматических (вулканических) брекчий" базальтового, андезитобазальтового, андезитового, андезито-дацитового, габбро-диоритового состава, интродуцированных во вмещающие породы в районе вершин Улахпюр, Чолан, в верховьях рек Севанунк, Дастанкерт, Гехи и т.д. Такие образования описаны также в некоторых областях развития палеовулканических формаций на определенных этапах тектонического развития (Яновлева, 1963; Барсун, Мансуренков, 1964).

Собственно лавовые образования в составе напутджихского комплекса также отличаются заметным брекчиевым строением. Это главным образом лавобрекчии и агломератовые лавы базальтов, андезитобазальтов и т.д.

В целом вулканические образования, слагающие напутджихский комплекс, принадлежат базальт-андезитовой формации. Петрографический состав пород, слагающих данный комплекс, варьирует от базальтов до андезитов, реже дацит-липаритов, последние слагают

^хРаздел написан по Р.Т.Джрбашяну (1976).

преимущественно субвулканические и экструзивные тела. В составе минералов-вкрапленников преобладают плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, в некоторых случаях к ним присоединяется роговая обманка. Основная масса пород представлена интерсертальной, диабазовой, долеритовой, гялопилитовой структурами. Для субвулканических разностей характерны полнокристаллические порфировые структуры. Вторичные поствулканические новообразования представлены хлоритом, эпидотом, карбонатом.

3.2 Интрузивный магматизм (интрузивные комплексы и последовательность их формирования)

Интрузивный магматизм Зангезурского рудного района с различной детальностью изучался многими исследователями этого региона. Вопросам геологии и магматизма посвящены работы В.Т.Грушевого (1925), С.А.Мовсисяна (1939, 1941), А.И.Адамяна (1955), А.Т.Асланяна (1958, 1970), Т.Ш.Татевосяна (1966), Б.М.Меликсетяна (1969), Г.Б.Межлумяна (1973). Магматические комплексы и их металлогенические особенности изучались И.Г.Магакьяном (1970), С.С.Мкртчянсом (1958), А.Т.Асланяном (1958), Г.О.Пиджянсом (1975), Н.А.Нарамяном (1978).

В результате этих исследований были выделены основные петрографические разновидности пород региона, а также в целом последовательность и время их становления.

Формирование интрузивов Зангезурского рудного района происходило в значительный период геологического времени от верхнего эоцена до нижнего миоцена.

В верхнем эоцен-олигоцене были сформированы три интрузивных комплекса: габбро-оливинитовый, габбро-монцонит-сиенитовый и габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый. В нижнем миоцене - интрузивный комплекс порфировидных гранитов и гранодиоритов.

Общая площадь выходов интрузивных пород региона составляет около 1040 кв. км. Из них на породы первого комплекса приходится 6,2%, второго - 29,6%, третьего - 45,2%, четвертого - 19%. (Рис. 1). Интенсивность проявления магматизма возрастает от ранних комплексов к позднему, достигая наибольшего значения при формировании габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового интрузивного комплекса. В пределах выделенных интрузивных комплексов при полном развитии магматизма наибольшие массы интрузивных пород внедряются в средние фазы их развития (Нарамян, Таян, Гуюмджян 1974).

Палеогеновый магматизм Зангезурского рудного района в целом характеризуется выраженной направленностью развития интрузивного процесса от основных и субщелочных в начальном и раннем этапах и гранитоидным и кислым - в среднем и позднем (табл.1).

Г а б б р о - о л и в и н и т о в ы й и н т р у з и в н ы й комплекс. Породы этого интрузивного комплекса являются наиболее древними образованиями верхнеэоценового интрузивного магматизма. Пространственно все выходы рассматриваемых пород тяготеют к зоне Хуступ-Гиратахского разлома, что, по-видимому, обусловило морфологию и особенности состава этих массивов.

Возрастные взаимоотношения пород рассматриваемого интрузивного комплекса с другими интрузивами четко устанавливаются при полевых наблюдениях. В пределах западного Баргушата (Гуюмджян 1963, 1957) описаны многочисленные случаи прорывания основных и ультраосновных пород апофизами монцонитов и гранитоидов. Подобные взаимоотношения установлены в южном Зангезуре, в экзоконтактовых зонах массивов основных и ультраосновных пород.

Наибольшее распространение среди пород описываемого интрузивного комплекса имеют крупнокристаллические оливиновые габбро. С изменением количественно-минерального состава этих пород связано появление многочисленных их разновидностей.

П о р о д ы "д о п о л н и т е л ь н ы х и н т р у з и й" (Коптев-Дворников, 1952), связанные с описываемым комплексом, представлены небольшими штокообразными и жильными телами магнетитовых оливинитов и оливиновых микрогаббро, а также перидотитов и пироксенитов.

Жильно-магматические породы I и II этапов, связанные с основными и ультраосновными породами, впервые детально были изучены Г. Б.Межлумяном (1973) в пределах Сваранцского массива в западном Баргушате. Среди них (табл.1) описаны габбро-пегматиты, имеющие широкое развитие также и в южном Зангезуре.

Жильно-магматические породы II этапа представлены беербакхитами и оливиновыми единитами.

Г а б б р о - м о н ц о н и т - с и е н и т о в ы й и н т р у з и в н ы й к о м п л е к с. Помимо уже отмеченных крупных массивов (табл.1) в состав этого комплекса могут быть включены и небольшие тела до 1-3 км северного склона Баргушатского, Пирамсарского и Зангезурского хребтов.

Характерной особенностью рассматриваемых интрузивов является многофазный характер их становления.

На основании многочисленных геологических данных выделяются следующие фазы интрузивной деятельности: габброиды, монцониты и щелочные и нефелинсодержащие сиениты.

Габброидная фаза представлена в основном породами габбрового и габбро-диоритового составов.

Массивы, образовавшиеся в описываемую интрузивную фазу, в пределах южного Зангезура имеют небольшие размеры и строго обособленные выходы. Возрастные взаимоотношения пород этого состава с более поздними интрузивными образованиями наиболее отчетливо устанавливаются в эндоконтактовых зонах Ваграварского и Арцавабердского массивов.

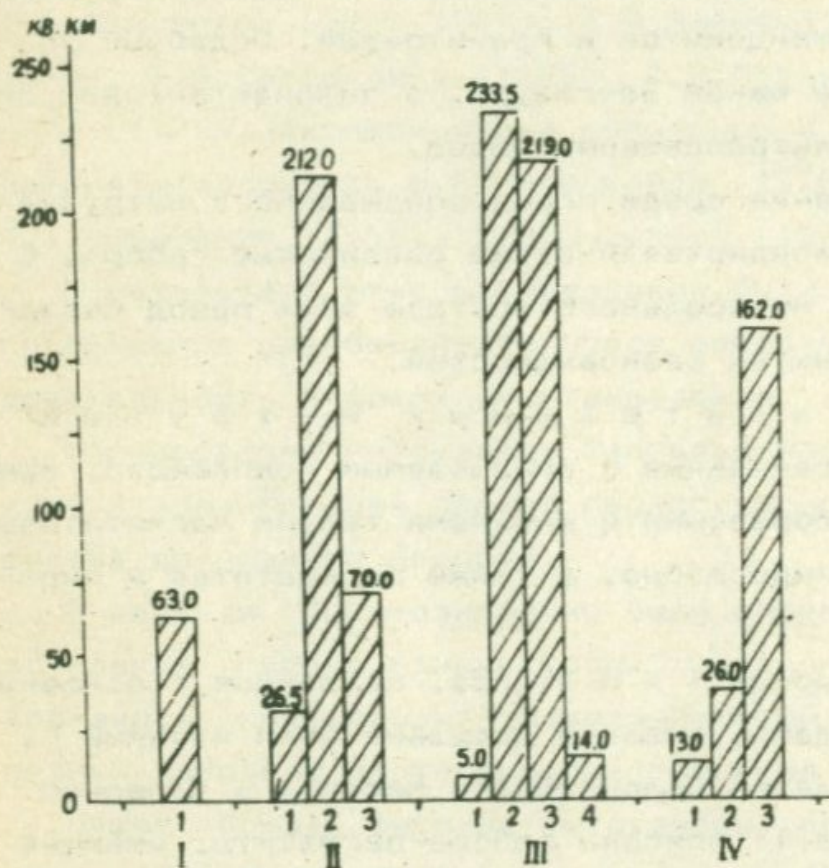


Рис. 1. Гистограмма площадей (в кв. км) относительного развития интрузивных комплексов (I, II, III, IV) и фаз.

В пределах массивов пород рассматриваемой фазы выделяются фациальные разности, представленные габбро-диоритами, реже диоритами и монцонитами.

Монцонитовая фаза. Породы, относимые к этой

фаза интрузивной деятельности, имеют наибольшее развитие в габбро-монцонит-сиенитовом комплексе. Подавляющее большинство их выходов установлено в пределах Мегринского плутона. Площадь выходов составляет 188 кв.км на территории Армянской ССР и около 16 кв.км на территории Нахичеванской АССР. В западном Баргушате эта интрузивная фаза проявилась слабее и представлена лишь небольшим массивом г.Арамазд.

Для пород, слагающих описываемые массивы, характерны многочисленные фациальные разновидности: монцониты, кварцевые монцониты, монцо-диориты, габбро и т.д.

Породы "дополнительных интрузий" имеют очень широкое развитие в пределах массивов монцонитовой фазы. По составу выделяются следующие разновидности: жильные пироксениты, жильные плагиоклазиты, жильные габбро-диориты, микромонцониты, микросиениты. Возрастные взаимоотношения этих пород с большой детальностью изучены в пределах Наджаранского рудного поля (Мкртчян и др., 1969). Все они формируются до развития жильных пегматитов и являются по отношению к ним более древними.

Жильно-магматические породы I этапа имеют широкое развитие в пределах массивов монцонитовой фазы и представлены жильными телами аплитов и пегматитов, выполняющих ранние прототектонические трещины.

Фаза щелочных и нефелинсодержащих сиенитов. Породы этого состава, отнесенные нами к третьей фазе интрузивной деятельности габбро-монцонит-сиенитового комплекса, развиты в основном в юго-восточной части Мегринского плутона, где площадь их развития составляет около 70 кв.км. На территории Нахичеванской АССР и в Баргушате породы этого состава отсутствуют.

Детальные исследования щелочных сиенитов были впервые проведены А.А.Адамяном (1955). В дальнейшем Б.М.Меликсетяном (1969) на основании четких прорываний вмещающих монцонитов и сиенито-диоритов апофизами щелочных сиенитов последние рассматривались как фаза монцонитового интрузива Мегринского плутона.

Породы "дополнительных интрузий" этой фазы представлены мелко и среднезернистыми штокообразными и жильными телами и по составу соответствуют щелочным микросиенитам. Выходы отдельных, наиболее крупных тел щелочных микросиенитов, занимают площадь до 0,3 кв.км.

В основном же это жильные тела мощностью до 10-15 см, четко секущие вмещающие сиениты и пересекающиеся жилами аплитов.

Жильно-магматические породы I этапа имеют широкое развитие в массивах щелочных сиенитов и представлены аплитами и пегматитами. Среди последних А.И.Адамяном (1955) выделяются кварц-полевошпатовые и фельдшпатоидные пегматиты.

К дайковым породам II этапа, связанным с габбро-монцонит-сиенитовым комплексом (табл.1), нами отнесены авгит-диоритовые порфири-ты, роговообманковые минетты и единиты.

Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый интрузивный комплекс имеет наибольшее развитие среди интрузивов Зангезурского рудного района и занимает площадь около 440 кв. км.

На западе в пределах Нахичеванской АССР, на юге и крайней юго-восточной части Мегринского плутона породы этого комплекса занимают площадь 261,5 кв. км. В пределах западного Баргушата - 187,5 кв. км.

Среди пород граносиенит-гранодиоритового интрузивного комплекса выделяются серии близких по возрасту пород, формирование которых связывается с отдельными фазами интрузивной деятельности. Установлена следующая последовательность становления описываемого интрузивного комплекса: габбро-диорит-кварцевые диориты, гранодиорит-граносиениты, кварцевые диориты-гранодиориты, лейкократовые порфировидные гранодиориты.

Габбро-диорит-кварц-диоритовая фаза. Породы этой фазы имеют слабое развитие и обнаруживают четкую приуроченность к массивам более поздних фаз этого интрузивного комплекса, сохраняясь по их периферии (Нарамян, 1962).

Гранодиорит-граносиенитовая фаза. Наибольшее развитие породы этой фазы получили в южной части Мегринского плутона.

На юге, в верховьях р. Нилит-чай и западнее пос. Агарак, на Зангезурском хребте устанавливается четкое прорывание монцонитов розово-серыми мелкозернистыми граносиенитами. Эти же взаимоотношения наблюдаются и в юго-восточной части Агаракского рудного поля.

Наибольшее развитие среди петрографических разновидностей пород описываемой фазы имеют породы гранодиоритового состава.

Породы "дополнительных интрузий".

Схема развития магматизма Зангезурского рудного района

Интрузивные комплексы	Фазы интрузивной деятельности	"Дополнительные интрузии"	Жильно-магматические породы I этапа	Жильно-магматические породы II этапа	Интрузивные массивы
I. Габбро-оливинитовый	1. Оливиновые габбро	Оливиновые микрогаббро, магнетитовые микротранзитолиты, магнетитовые оливиниты, перидотиты, пироксениты, оливиновые пироксениты	Габбро-пегматиты	Беербахиты, оливиновые единиты	Сваранский, Калакарский, Тагамирский
II. Габбро-монцонит-сиенитовый	1. Габбро	—	—	—	Ваграварский, Легвазский, Арцвабердский, Гехинский (внешнее кольцо)
	2. Монцониты	Пироксениты, плагиоклазиты, габбро-диориты, микромонцониты, микроиениты	Аплиты, пегматиты	Авгит-диоритовые порфириты роговообманковые минетты единиты	Арамазский. Крупные выходы на северо-востоке Мегринского плутона массивы Ягларда и Нилит-чай (Нахичеванская АССР)
	3. Щелочные и нефелиносодержащие сиениты	Щелочные микроиениты	Кварц-полевошпатовые и фельдшпатоидные пегматиты	—	Пхрутский и на юго-востоке Мегринского плутона
III. Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый	1. Габбро-диориты	—	—	—	Мелкие тела на периферии Дастанкертского и Аревинского массивов. На юге район сс. Нурис, Нарчеван
	2. Гранодиориты-граносиениты	Микрограносиенит-порфиры	Аплиты, пегматиты	Диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, спессартиты	Ахлатянский, на юге и юго-западе и юго-востоке Мегринского плутона
	3. Кварцевые диориты-гранодиориты	Микрогранодиорит-порфиры, кв. микромонцонит-порфиры, лейкократовые адамеллиты	Аплиты, пегматиты	Диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, спессартиты	Аревинский, Лернашенский, Дастанкертский, Гехинский (ядро), Новшутский, Саннарсуйский, и север-северо-запад плутона (Нахичеванская АССР).
	4. Лейнократовые порфировидные гранодиориты	Гранодиорит-порфиры	—	—	Нарчеванский, Агаранский, Мегринский.
IV. Гранитный порфировидный	1. Порфировидные граниты	Гранит-аплиты	—	Гранодиорит-порфиры I и II возрастных групп, спессартиты, нерсантиты, авгитовые минетты, диабазы	Вохчинский в Мегринском плутоне, Шенатагский - I.
	2. Среднезернистые порфировидные гранодиориты	—	—	—	Вохчинский (центральная часть)
	3. Крупнозернистые порфировидные гранодиориты	Аплитовидные граниты	Аплиты, пегматиты аплит-пегматиты	—	Вохчинский (южная часть), Казанличский, Салвардский, Шенатагский - II.

В массивах гранодиорит-граносиенитового состава эти магматические образования имеют слабое развитие. Как в Мегринском плутоне, так и в Западном Баргушате (Ахлатянский массив) представлены микрограносиенит-порфирами.

Кварц-диоритовая-гранодиоритовая фаза. Наибольшее развитие получила в западном Баргушате. Породами этой фазы сложены Аравуский, Лернашенский, Новшутский, Дастакертский массивы и ядро Гехинского массива. На территории Нахичеванской АССР породы этого состава слагают Сакнарсуйский массив. На западе и северо-западе Мегринского плутона породы описываемой фазы обнажаются в верховьях рек Парагачай, Мецгет, Ордубад-чай. Ими сложены также крупные останцы (площадью до 6 кв. км), Дараярт, Алун, Дебаклинский, в пределах нижнемиоценового интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов. На юге породы описываемой фазы обнажаются по среднему и нижнему течению р. Бахакар в контакте с миоценовым интрузивным комплексом.

Фациальные разновидности пород представлены гранодиоритами, кв. диоритами, адамеллитами. В отдельных массивах отмечается незначительное развитие кв. монцонитов, диоритов, пироксеновых диоритов, роговообманковых монцонитов.

Породы "дополнительных интрузий" имеют широкое развитие в массивах описываемой интрузивной фазы. Представлены микрогранодиорит-порфирами, кв. микромонцонит-порфирами и лейкскратовыми адамеллитами.

Фаза лейкскратовых порфировидных гранодиоритов. Породы, сформированные в четвертую интрузивную фазу описываемого интрузивного комплекса, развиты лишь на юге Зангезурского рудного района. Ими сложены два крупных штокообразных тела - Мегринский и Карчеванский, а также шток центрального участка Агаракского месторождения. Описываемые тела четко секут вмещающие их породы ранних фаз с образованием эндоконтактовых зон закалки с гранит-порфировой структурой.

"Дополнительные интрузии", связанные с фазой лейкскратовых порфировидных гранодиоритов, представлены дайковыми телами гранодиорит-порфиров. Характерным для этих дайковых образований являются отсутствие в них эндоконтактов закалки и микроаплитовая структура основной массы под микроскопом. Установлены случаи пересечения их жилами аплитов.

Жильно-магматические породы I этапа в массивах гранодиорит-граносиенитового интрузивного комплекса имеют слабое развитие и представлены аплитами и пегматитами.

Жильно-магматические породы II этапа - диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и спессартиты. Наличие дайновых пород, связанных с описываемым интрузивным комплексом, доказывается многочисленными фактами пересечения их апофизами пород более позднего интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов.

Интрузивный комплекс порфировидных гранитов и гранодиоритов. Породы этого интрузивного комплекса развиты в основном в пределах Мегринского плутона, где слагают Вохчинскую группу массивов. К этому же интрузивному комплексу относится и несколько небольших массивов в пределах западного Баргушата. Возраст этих пород, согласно радиологическим определениям Р.Х.Гунасяна, Б.М.Меликсетяна (1965), соответствует нижнему миоцену.

Основываясь на имеющихся детальных исследованиях Р.Н.Таян (1964) в пределах описываемого интрузивного комплекса выделил три обособленные во времени интрузивные фазы: порфировидные граниты I фазы, среднезернистые порфировидные гранодиориты II фазы, крупнозернистые порфировидные гранодиориты III фазы.

Порфировидные граниты в Вохчинской группе массивов Мегринского плутона слагают крупное дайнообразное тело.

Второй выход площадью 0,68 кв. км пород этого состава установлен О.П.Гуюмджяном на правом берегу р.Шенатаг в западном Баргушате.

Главные интрузивные фации описываемых массивов сложены розовыми порфировидными гранитами с крупными - до 2 см выделениями удлиненных кристаллов калишпата.

"Дополнительные интрузии" в массивах порфировидных гранитов представлены жильными гранит-аплитами.

Среднезернистые порфировидные гранодиориты II фазы слагают центральную часть Вохчинской группы массивов и установлены лишь на этой площади в Зангезурском рудном районе. Описываемые породы представлены светло-серыми среднезернистыми интрузивными образованиями с редкими порфировыми вкрапленниками калишпата размером до 2х3,5 см.

Относительный возраст пород описываемой II фазы устанавливается на основании многочисленных фактов пересечения порфировидных

гранитов I фазы апофизами среднезернистых порфировидных гранодиоритов.

Крупнозернистые порфировидные гранодиориты. Породы этой фазы слагают наибольшие площади в интрузивном комплексе порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. В западном Баргушате породами этого состава представлены Казанличские (два массива на территории Армянской ССР площадью 8,5 и 3 кв. км и небольшой массив на территории Нахичеванской АССР), Шенатагский II и Салвардский массивы.

Породы дополнительных интрузий, связанные с описываемой интрузивной фазой, проявлены в основном в Вохчинском массиве Мегри-Ордубадского плутона. Среди них описаны следующие дайковые и штоковые тела: лейкократовые аплитовидные граниты, гранодиорит-порфиры и крупнозернистые диориты.

Жильные породы I этапа, связанные с интрузивным комплексом порфировидных гранитов и гранодиоритов, имеют широкое развитие и представлены аплитами, аплит-пегматитами и пегматитами.

Дайковые породы II этапа имеют широкое развитие в Зангезурском рудном районе. Для них характерно разнообразие состава и разновозрастность. Представлены: спессартитами, гранодиорит-порфирами двух возрастных групп, керсантами, аагитовыми минеттами, диабазам.

3.3 Неогеновый вулканизм

Неогеновый вулканизм области относится к магматизму завершающей стадии развития альпийской геосинклинали. В эту стадию на фоне блоково-глыбовых движений происходит резкое воздымание складчатых структур с проявлением субэкрального магматизма кислого и среднекислого составов.

К продуктам магматизма этого периода относятся: малые интрузии кварц-порфиров (липаритовые порфиры) и экструзивы андезитов, дацитов, андезито-дацитов и липарито-дацитов.

Малые интрузии кварцевых порфиров (липаритовые порфиры) развиты в пределах Баргушатского хребта. Мощность этих образований до 25 м. В локализации кварц-порфиров значительная роль принадлежит зонам крупных разрывных нарушений, представленных системами близпараллельно развитых трещин, преимущественно северо-западного простирания.

В общем плане дайковые серии кварц-порфиров в виде поясов протягиваются на 15-16 км. Ширина таких поясов колеблется от 1 до 3 км. В районе Дастакерта и с. Лернашен отмечаются пояса даек этого состава, локализованные в северо-восточных зонах. Об относительном возрасте этих дайковых образований можно судить по развитию их в осадочно-вулканогенной толще верхнего миоцена - нижнего плиоцена в верховьях р. Шенатаг.

Согласно наблюдениям, это один из наиболее молодых интрузивных образований района. Они пересекают дайны гранодиорит-порфиров четвертого интрузивного комплекса плутона, но пересекаются дайками экструзивных дацитов с. Лернашен.

Поясовое развитие даек кварцевых порфиров, их региональное распространение, отрыв во времени от эоценовых гранитоидов, однотипность состава могут свидетельствовать о самостоятельности этих образований.

Экструзивы андезитов, андезитодацитов и липаритодацитов. Эти образования являются характерными для магматизма позднеорогенной стадии развития области. Прорывают все ранее описанные изверженные породы. В Сисианском районе они трансгрессивно перекрываются Сисианской глинисто-диатомитовой толщей верхнеплиоценового возраста.

В пределах Мегринского района интрузивные дациты прорывают нор-аревинскую озерно-континентальную свиту нижнеплиоценового возраста. Согласно этим данным возраст указанных образований можно датировать как нижний-средний плиоцен.

Характерной чертой указанных образований является многоэтапность их проявления, с увеличением кислотности пород от ранних фаз к поздним и кроме того связь дайковой и жерловой фаций с потоками. Обычно каждое проявление экструзивной деятельности характеризуется своей дайковой серией.

Состав пород отвечает ряду андезит, андезитодацит, дацит, липаритодацит.

В локализации указанных образований значительную роль играли крупные тектонические нарушения.

3.4 Петрографическая характеристика интрузивных пород

В таблице 2 приведена краткая петрографическая характеристика

средних составов основных разновидностей интрузивных пород, получивших наибольшее распространение в пределах Зангезурского рудного района.

В таблице 3 даны средние химические анализы пород по комплексам и их числовые характеристики.

4. Основные черты металлогении Зангезурского рудного района

Зангезурский рудный район является одним из важных и перспективных рудных районов Закавказья. Здесь сосредоточены наиболее крупные медно-молибденовые месторождения Армянской ССР (Наджаран, Агарак, Дастанерт, Личк и Айгедзор), запасы которых составляют значительную долю общесоюзных запасов молибдена и меди. Помимо указанных месторождений, важное промышленное значение приобретают также и золото-полиметаллические месторождения (Тей - Личкваз - Верхний Вартанадзор и др.).

В пределах Зангезурского рудного района отмечается большое разнообразие генетических типов месторождений и рудопроявлений.

I. Собственно-магматические (гистеро-магматические) месторождения железа с титаном (Сваранц, Камакар).

II. Контактново-метасоматические (скарновые):

а) железорудный тип - Лернашен,

б) медно-молибденовые, скарновые с шеелитом - Нефашен, Мичимат, Ньювади.

III. Пегматитовые, медно-молибденовые.

IV. Гидротермальные: а) среднетемпературные медно-молибденовые - Наджаран, Агарак, Дастанерт и др.; селенитово-цинковые - Аткиз, Пхрут, Кармир-кар; золото-полиметаллические - Личкваз, Тей; б) средне-низкотемпературные: реальгар-аурипигментовые - Аравус, Салварт, ртутное - Вартаанское.

Рудные формации. Вышеуказанные различные генетические типы месторождений Зангезурского рудного района формируются в тесной генетической и парагенетической связи с ранее выделенными интрузивными комплексами и составляют отдельные рудные формации*, перечень и геологическая характеристика которых приводятся ниже.

*Под термином рудная формация авторы понимают определение, которое дано И.Г.Маганьяном (1970). "Рудная формация - это группа руд-

Титано-магнетитовая формация генетически связана с массивами основных и ультраосновных пород (оливиновые габбро, перидотиты, пироксениты и оливиновые тронтолиты). Рудные тела образуют отдельные крупные дайнообразные крутопадающие тела и участки с вкрапленными и шлировыми формами титано-магнетитового оруденения.

Скарновая формация (железорудный тип). Месторождения и проявления этой формации в основном локализованы в пределах зоны контакта известковых пород мела и палеозоя с третичными гранитоидными интрузивами. Руда образует отдельные гнездообразные тела в скарнах и представлена главным образом магнетитом.

Скарновая формация (медно-молибденовая с шелитом). Месторождения и проявления этой формации не имеют широкого развития в пределах Зангезурского рудного района и представлены небольшими проявлениями медно-молибденовых руд в пределах скарновой полосы, образованной в зоне контакта известняков мела и палеозоя с третичными интрузивными породами.

Пегматитовая медно-молибденовая формация имеет ограниченное распространение и генетически связана с гранитоидными интрузиями. Обычно образует отдельные небольшие гнездообразные и жилородные тела, в которых основная масса представлена К-полевым шпатом, средняя часть заполнена кварцем, в котором отмечаются выделения магнетита, молибденита, халькопирита и пирита.

Кварц-гематитовая формация руд имеет незначительное развитие. Представлена небольшими проявлениями, локализованными в относительно небольших зонах дробления. Руды представлены жильково-вкрапленным типом. Основные минералы - это кварц и гематит. Возрастные взаимоотношения с медно-молибденовой формацией довольно отчетливые. Обычно медно-молибденовые руды наложены на железные.

Медно-молибденовая формация руд является наиболее важной в промышленном отношении среди всех рудных формаций Зангезурского рудного района.

ных месторождений, обладающих сходным вещественным составом, возникших в близких геологических и физико-химических условиях".

Краткая петрографическая характеристика интрузивных пород Мегринского плутона

Комп- лексы	Интрузивные фазы	Минералогический состав и характеристика минералов	Структуры пород	Акцессорные минералы
1	2	3	4	5
I. Габбро- оливиновый	Оливиновые габбро	Оливин 10-15% округл. зерна, $2V = +90^\circ$; $N_g = 1,718-1,721$ (23-25% ф.а) до 1,766 (22% ф.а); диопсид-геденбергит: с: N_g = 41° ; $2V = 59^\circ$; $N_g - N_p = 0,033$	Габбро-офитовая габбровая, пани- диоморфнозерни- стая, аллотриомор- фнозернистая, си- деронитовая	Апатит, шпинель, сфен, магнетит, ильменит, пирит, халькопирит.
	Габброидная	Плагиоклаз до 65% №45-64, диопсид- авгит - 20-25% с: $N_g = 41^\circ$, $2V = 68^\circ$; $N_g - N_p = 0,029$; роговая обманка 1-3%; с: $N_g = 16-18^\circ$; $2V = -76^\circ$; биотит-5%, кал. шпат-3%, кварц-1%.	Габбро-диабазовая	Сфен, магнетит
II. Габбро-монцонит-сиенитовый	Монцонитовая	Плагиоклаз 40-50% №41-54, призм. зо- наль.; Анортонклаз, 20-40% пертит; $N_g = 1,525-1,537$; $N_m = 1,519-1,532$; $N_p = 1,517-1,523$; авгит и ферроав- гит 2-12%, с: $N_g = 37-46^\circ$, $2V = 56-60^\circ$; $N_g - N_p = 0,025$; рог. обм. до 15%, призм. крист., с: $N_g = 16-22$, $2V = 71-78^\circ$, $N_g - N_p = 0,026-0,028$; Кварц до 10%- хсеном. зерна; Биотит до 15%, круп табл.;	Монцонитовая, пег- матоидная, гипи- диоморфнозернистая	Апатит, сфен, циркон, пирит, халькопирит, эритрит, олово, серебро, торит, танталониобаты.
	Щелочные и нефелиновые сиениты	Н-шпат - 37-52% анортонклаз, хсен. зер.; плагиоклаз - 22-29% №27-32 $2V = 80-86^\circ$; рог. обм. 9-16%; диопсид, диопсид-геденбергит, реже эгерин до эгерин-авгита 0,5-2%, с: $N_g = 35-50^\circ$, $2V = -22-72^\circ$ до $+54^\circ$	Пегматоидная, ал- лотриоморфнозер- нистая, пойкилитовая	

1	2	3	4	5
		$N_g - N_p = 0,027 - 0,029$ зонален; нефелин 0,8 до 6% мелн. крист. Биотит до 0,02%		
III. Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый	Габбро-диориты	Плагинклез до 48%, №50, приз. крист.; $2V = -80^\circ$; роговая обманка: с: $N_g = 18 - 20^\circ$, до 15%, Н-шпат-криптопертит $2V = -66^\circ$ кварц до 11%.	Гипидиоморфнозернистая	Сфен, апатит, магнетит
	Гранодиорит-граносиениты	Н-шпат до 30% микропертит, $2V = -68^\circ$; плагинклез до 25-35% Вкрапл. и в осн. массе №26-29 кварц до 32%, рог. обм. 3% призм. крист. с: $N_g = 18 - 20^\circ$ Биотит-3%	Порфиоровидная, с микропегматитовой осн. массой эндо-конт.-микроаплитовая	Сфен, апатит, магнетит, халькопирит
	Нв. диориты-гранодиориты	Н-шпат 34% микропертит, микроклин реш.; плагинклез 40% призм. и зональ. №28-36; кварц до 18% окр. зер. рог. обм. 3% призм. зерн. с: $N_g = 17 - 20^\circ$ Биотит до 2%	Гипидиоморфнозернистая, гранитная ред. монцонитовая	Сфен, апатит, циркон
IV. Порфиоровидные гранитоиды	Лейкоократовые порфиоровидные гранодиориты	Плагинклез 50% вкр. призм. и зональ. до -12 зон; №30 кварц кр. зер. вкр. вол. пог. Н-шпат $2V = 67^\circ$, Биотит 1,5%	Гипидиоморфнозернистая, гранит-порфиоровая с микроаплитовой осн. массой	Сфен, апатит
	Порфиоровидные граниты	Плагинклез 26%, №16-22 Н-шпат криптопертит 41%; кварц 29% кв. вкрап.; биотит 1% рог. обм. 0,5% с: $N_g = 16 - 18^\circ$	Порфиоровидная с микрогранитовой основной массой	Апатит, сфен, циркон, гематит, ортит, ураноторит, ильменит
	Среднезернистые порфиоровидные гранодиориты	Н-шпат 32% криптопертит круп. выделения ксеноморф. плагинклез до 35%, №18-20, часто зональч. кварц до 22% крупн. вкрап.; рог. обм. до 6% с: $N_g = 18 - 20^\circ$ биотит - 2% кр. пласт.	Порфиоровидная с микрогранитовой, микропегматитовой осн. массой	Апатит, сфен, циркон, ортит, ураноторит и др.
IV. Порфиоровидные гранитоиды	Крупнозернистые порфиоровидные гранодиориты	Плагинклез 45%, №30-34, вкрап.; пл. осн. массы №18-20 Н-шпат 30%, крупные озоиды типа рапакиви; кварц-крупн. вкрап. частом мозаичн.; рог. обман. до 5%, с: $N_g = 15 - 17^\circ$; $2V = -72 - 74^\circ$; биотит до 3%.	Гипидиоморфнозернистая, порфиоровидная, гранитовая	Сфен, циркон, апатит, монацит, ортит, ильменит, титаномагнетит

Т а б л и ц а 3

Средние составы химических анализов пород по комплексам

Комплексы Фз- ЗВ		Число анали- зов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Название пород
I комплекс		3	41,10	0,78	18,84	21,65	7,3	0,13	10,36	14,58	0,66	0,38	Оливиновые габбро
Основные и		1	34,20	0,78	0,67	14,83	18,38	0,44	27,17	3,47	0,38	0,04	Перидотит
ультраос- новные по- роды		14	40,89	0,81	18,52	8,7	9,51	0,17	8,5	12,2	1,47	0,54	Габбро
II комплекс		12	48,53	0,83	19,54	5,1	5,71	0,20	4,9	10,0	2,55	1,2	Габбро
Габбро-си- енит-монцо- нитовый		30	54,86	0,74	18,50	3,9	3,7	0,12	3,5	6,4	3,7	3,2	Монзониты
		15	56,90	0,7	22,90	2,99	1,95	0,09	1,3	3,6	5,43	5,01	Щелочн. сиениты
III комплекс		3	52,03	0,8	19,84	5,08	4,9	0,16	3,4	9,7	3,44	0,4	Габбро
Габбро-ди- орит-грано- диорит-гра- носиенитс- вый		20	66,1	0,44	16,3	2,37	1,73	0,07	1,2	2,9	4,21	3,9	Граносиениты
		37	65,63	0,42	17,01	3,42	2,14	0,09	1,7	4,6	3,61	2,9	Гранодиориты
		6	67,32	0,26	17,0	2,3	1,3	0,03	0,46	2,66	4,5	3,04	Лейкократовые порф. граноди- ориты
IV комплекс		14	68,87	0,34	15,7	1,93	1,54	0,05	0,88	2,60	4,22	3,4	Порфир. граниты
Порфировид- ные грани- ты и грано- диориты		6	65,15	0,42	16,2	1,99	2,2	0,07	2,03	4,1	3,81	3,53	Среднезерн. пор- фир. гранодио- риты
		19	66,20	0,36	15,72	2,4	1,71	0,08	1,72	3,5	3,75	3,57	Крупнозерн. порф. гранодиориты

Продолжение таблицы 3

Средние числовые характеристики пород по комплексам

Комп- лексы	Фазы	Число анал.	a	c	b	S	a'	f	m'	c'	n	t	Q	φ
I		3	2,7	13,2	38,0	46,2	0,8	38,7	41,8	11,1	75,7	1,4	-25,9	20,3
	1	1	0,7	-	66,7	32,6	-	37,6	57,0	5,2	93,5	1,6	-36,2	15,7
		14	4,7	11,6	28,5	48,4	0,33	42,7	36,0	13,4	75,0	1,25	-18,0	21,6
II	1	12	8,2	9,7	22,1	60,1	-	48,7	58,8	12,4	62,4	15,1	- 7,9	13,1
	2	30	12,9	5,5	16,1	64,9	5,3	47,4	35,4	12,7	62,8	0,96		22,4
	3	15	19,1	3,7	9,4	86,8	53,4	53,5	20,9	13,6	60,8	0,45	- 9,5	29,9
III	1	3	8,2	9,8	20,6	61,2	-	48,5	33,5	18,0	92,2	2,3	- 4,3	13,5
	2	20	14,3	3,1	6,6	74,8	19,8	50,5	28,4	15,6	62,4	0,48	17,7	47,9
	3	37	12,5	4,9	9,6	75,1	27,4	51,5	29,4	11,4	64,1	0,40	16,6	30,2
	4	6	13,9	3,1	6,6	76,4	40,1	43,8	18,6	29,7	70,0	0,3	21,2	32,1
IV	1	14	13,6	2,7	5,9	77,8	33,9	51,4	26,4	8,0	64,4	0,33	25,3	24,7
	2	6	12,4	10,9	8,1	75,2	32,5	40,5	42,9	11,7	68,2	0,9	21,3	20,2
	3	19	11,8	3,1	7,2	66,0	11,4	37,6	27,3	18,5	54,9	0,2	19,1	16,1

Масштабы месторождений Зангезурского рудного района обычно варьируют в значительных пределах: от очень крупных, гигантских месторождений (Наджаран) до крупных и средних (Агаран), а также мелких и небольших проявлений. Среди месторождений этой формации отмечаются различные по составу: от чисто молибденовых (Айгедзор), через медно-молибденовые (Наджаран, Дастакерт), в которых соотношение $Mo - Cu$ варьирует в значительных пределах до чисто медных (Джиндара). Среди указанных месторождений отмечаются различные структурно-морфологические типы: штокверки в интрузивных массивах на участках развития гранитоидных даек, размещенных в висячем боку крупных региональных разломов; штокверки в апикальных частях гранодиорит-порфировых штоков; минерализованные зоны в останце провешенной части кровли; зона прожилково-вкрапленной минерализации с эндоконтактовой гранодиорит-порфировой полосе гранодиоритовой интрузии; система кварц-молибденовых жил СВ простирания, приуроченных к трещинам отрыва в гранитоидах.

Распределение полезных компонентов в пределах рудных полей неравномерное и обусловлено первичной трещиноватостью пород, а также различными физико-механическими и прочностными свойствами.

Для месторождений этой формации очень характерно проявление зональности оруденения как в пределах рудных полей и месторождений, так и в пределах рудных тел. Зональность оруденения в пределах рудных полей проявляется относительно контролирующих структур - крупных региональных разломов и штоков гранитоидных интрузий.

Для месторождений медно-молибденовой формации характерен многостадийный процесс формирования всей гидротермальной минерализации. Количество стадий минерализации на крупных месторождениях достигает 10, а на средних - 7-8, на небольших - 3-4 (Нармян, Фармазян, 1960).

В связи с различной последовательностью формирования стадий минерализации на медно-молибденовых месторождениях отмечаются два порядка выноса соединений отдельных элементов из источника в сферу рудоотложения:

Fe (окисл.) - $Mo - Cu - Fe$ (сульфиды)

Fe (окисл.) - $Cu - Mo - Fe$ (сульфиды)

Для медно-молибденовых месторождений Зангезура характерна растянутость процесса минерализации, выразившегося в преимствен-

ности минерального состава. Главные рудообразующие минералы, такие, как молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, энаргит, борнит и магнетит, проявляются в ряде последовательных стадий. При этом отмечаются стадии максимального проявления того или иного минерала.

С в и н ц о в о - ц и н к о в а я ф о р м а ц и я руд в пределах Зангезурского рудного района проявилась спорадически и представлена относительно небольшими месторождениями и проявлениями, не имеющими промышленного значения. Месторождения эти характеризуются определенными минеральными ассоциациями, такими, как: кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая и кварц-карбонатная.

З о л о т о - п о л и м е т а л л и ч е с к а я ф о р м а ц и я руд проявляется в пределах Зангезурского рудного района слабо, представлена месторождениями среднего масштаба (Тей-Личквас) и несколькими небольшими проявлениями.

Для месторождений этой формации характерна тесная генетическая связь золоторудной минерализации с полиметаллической. Рудные тела представлены отдельными небольшими жилами, минерализованными зонами, которые представляют собой протяженные зоны дробления. В пределах таких зон отмечается локализация ряда последовательных стадий минерализации.

Р е а л ь г а р - а у р и п и г м е н т о в а я ф о р м а ц и я руд имеет небольшое распространение в пределах Зангезурского рудного района и представлена небольшими месторождениями Салварт и Мазмазан, которые не имеют промышленного значения.

Рудные тела реальгар-аурипигментовой минерализации локализованы в зонах дробления.

Р т у т н а я ф о р м а ц и я руд имеет весьма слабое развитие. Представлена небольшими проявлениями (Вартанское). Руды убогие, с низким содержанием Hg. Ртуть содержащий минерал представлен метацинабаритом.

Р у д н ы е к о м п л е к с ы. Рассмотренные рудные формации по их временной и пространственной связи с магматизмом могут быть объединены в три рудных комплекса.

1. Эоцен-олигоценовый рудный комплекс: титано-магнетитовая формация, скарновая формация (железорудный тип), скарновая медно-молибденовая формация с шеелитом, пегматитовая медно-молибденовая формация.

II. Миоценовый рудный комплекс: кварц-гематитовая формация, медно-молибденовая формация, свинцово-цинковая формация, золото-полиметаллическая формация.

III. Плиоценовый рудный комплекс: реальгар-аурипигментовая формация, ртутная формация.

Исследование последовательности формирования минеральных ассоциаций в пределах отдельных рудных полей показало, что выделенные рудные формации миоценового рудного комплекса принадлежат к единому ряду. Об этом свидетельствуют следующие данные.

1. Ранее отмеченные рудные формации миоценового рудного комплекса тесно ассоциируют друг с другом в пределах рудных полей и формируются в четко установленной и выдержанной во времени последовательности.

2. Рудные тела этих формаций контролируются одними и теми же тектоническими элементами и нередко локализуются в одних и тех же разрывных нарушениях.

3. Минералого-геохимическое родство этих рудных формаций проявляется в том, что в рудах свинцово-цинковых и золото-полиметаллических формаций отмечается постоянно, но в небольшом количестве молибденит, а в медно-молибденовых рудах - сфалерит и галенит.

Детальный анализ истории геологического развития региона и металлогенический анализ Зангезурского рудного района подтвердили точку зрения И.Г.Маганьяна (1970), что Зангезурский рудный район относится к эвгеосинклинальной области альпийской складчатости, в пределах которой наиболее интенсивно проявилась металлогения среднего этапа развития геосинклинали, связанная с интенсивным проявлением интрузивного магматизма. Значительно слабее проявилась металлогения конечного этапа в связи с проявлением миоплиоценового экстрозивного комплекса.

III. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Вопросы классификации и теория развития метасоматических образований с начала века были в центре внимания исследователей и за этот период претерпели значительные изменения.

Представители американской школы В. Линдгрэн и Г. Швартц классифицировали метасоматические процессы по характеру образующегося минерала - окварцевание, альбитизация, биотитизация, турмалинизация.

Представители европейской школы - В.М. Гольдшмидт (1933) и Ф.Д. Тернер (1951) в основу классификации ставили характер исходной породы: метасоматоз силикатных пород, метасоматоз карбонатных пород, метасоматоз солей и метасоматоз сульфидных пород. В основу дальнейшего подразделения метасоматитов была положена химическая природа привнесенного вещества. В более приемлемой классификации В.М. Гольдшмидта (1933) выделялись: 1) кремневый метасоматоз, обусловленный привнесом соединений металлов - щелочной, магнезиальный, кальциевый; 2) кремневый метасоматоз, обусловленный привнесом металлоидов - фтор-хлор-борный метасоматоз, серный метасоматоз, водноуглекислый, фосфорный и т.д. В дальнейшем П. Эснола и Ф.Д. Тернер упростили химическую классификацию В.М. Гольдшмидта с выделением: щелочного метасоматоза, кальциевого метасоматоза, железо-магнезиального метасоматоза, силикатного метасоматоза с привнесом железа, бора, хлора, и метасоматоз под воздействием CO_2 , с подразделением по характеру минеральных изменений.

В настоящее время в связи с созданием Д.С. Коржинским (1953) теории метасоматических процессов ни одна из вышеотмеченных классификаций не может быть признана удовлетворительной, поскольку они не являются генетическими. Такие классификации, по выражению Д.С. Коржинского, являются химическими.

Поскольку метасоматические процессы обусловлены проявлением

магматизма, то Д.С.Норжинский рассматривает их развитие в связи с магматической и постмагматической деятельностью при формировании интрузивных массивов.

В свете отмеченного Д.С.Норжинский (1953) предлагает следующую классификацию метасоматических процессов.

I. Метасоматические процессы магматической стадии.

II. Послемагматические метасоматические процессы раннещелочной стадии: а) процессы простого послемагматического метасоматоза и аутометасоматоз ранней щелочной стадии; б) процессы контактово-реакционного метасоматоза.

III. Послемагматические метасоматические процессы кислотной и последующей поздней щелочной стадии: а) процесс приконтактового выщелачивания; б) процесс регионального (площадного) послемагматического метасоматоза; в) процесс низкотемпературного околотрещинного метасоматоза.

Позднее В.А.Жаринов (1956), развивая положения классификации метасоматических образований, намеченных Д.С.Норжинским, предложил обратить внимание на решение следующих вопросов.

1. Разработать систематику метасоматических явлений, связанных с основными и щелочными интрузиями. По мнению В.А.Жаринова, основным фактором, определяющим характер связанного с гранитоидами метасоматического процесса, является режим кислотности-щелочности растворов. Естественно, здесь возникает вопрос: существует ли стадия выщелачивания в постмагматических процессах, связанных с основными и щелочными интрузиями, и что является причиной смены типов метасоматических явлений.

2. Учесть фактор глубинности.

3. Выяснить связь кислотности-щелочности растворов с температурным режимом метасоматических процессов.

В этой же работе В.А.Жаринов дает свое определение метасоматической формации: "Совокупность метасоматических пород, образовавшихся в различных фациальных условиях, но в результате одних и тех же петрогенетических процессов в сходной геологической обстановке, или короче, метасоматическая формация - это совокупность различных метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса".

Здесь остается весьма неопределенным: где граница единого петрогенетического процесса? Ведь различные авторы это понимают

совершенно по-разному.

Д.В.Рундквистом и И.Г.Павловой (1974) были выделены 14 главных гидротермально-метасоматических формаций, главным образом по особенностям состава метасоматически измененных пород и зональности. Перечень указанных формаций приведен ниже.

1. Пропилиты
2. Вторичные кварциты
3. Гидротермальные аргиллизиты
4. Турмалино (альбито) - хлоритовые метасоматиты
5. Березиты
6. Кварцево (серицито) - калишпатовые метасоматиты (гумбеиты)
7. Серпентиниты
8. Амфиболиты (метасоматиты), уралиты
9. Известковые скарны
10. Магнезиальные скарны
11. Грейзены
12. Фельдшпатолиты
13. Фениты
14. Карбонатиты

Необходимо отметить, что в этой классификации приведены не все метасоматические формации, выявляемые в пределах рудных полей.

Позднее Б.И.Омельяненко (1975) при составлении классификации метасоматических формаций дал следующее определение метасоматической формации: под метасоматической формацией следует понимать совокупность метасоматических пород, характеризующихся рядом устойчивых (статистически устойчивых) признаков, которые выдерживаются в пределах крупных рудоносных провинций. По мнению Б.И. Омельяненко, к таким признакам относятся: а) место в истории геологического развития района; б) наличие или отсутствие связи с определенным типом магматизма; в) особенности минерального и химического состава; д) условия локализации; е) закономерности строения метасоматических тел.

Исходя из этого им выделены две крупные группы метасоматических формаций: формации, генетически связанные с магматическими породами; формации, не имеющие четкой связи с магматическими породами.

В свою очередь формации, генетически связанные с магматическими породами, подразделяются на метасоматиты, генетически связан-

Классификация постмагматических процессов и продуктов их деятельности

Магматические комплексы		Фазы интрузивной деятельности	Генетические типы постмагматических процессов							
			зеленокаменные перерождения	контактово-метаморфические образования	контактово-метасоматические образования	ранняя щелочная стадия метасоматических процессов	ранняя щелочная стадия метасоматических процессов	ранняя щелочная стадия метасоматических процессов	предрудная стадия рудного щелачивания	рудный и рудный процессы
						автометасоматическая	железо-магнети-альные метасоматиты			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Позднегеосинклинальный	Вулканогенные комплексы среднего и верхнего эоцена	Пироксенитовые базальты, порфириты, Роговообманковые андезитовые базальты, порфириты, Диабазовые порфириты, Субвулканические габбро-порфириты, Субвулканические диабазовые порфириты	Региональная пропилитизация; антинолитовая, эпидот-хлоритовая, цеолит-халцедоновая фация							
Орогенный	Габбро-оливинитовый	Оливиновые габбро		Контактовые роговики: пироксен-плагиоклазовые		Сerpентинизация, Соссюритизация, Уралитизация, Антинолитизация, Хлоритизация				
Габбро-монцонит-сиенитовый	Габбро Монцониты Щелочные иннефилиновые сиениты			Контактовые роговики: пироксен-плагиоклазовые амфибол-плагиоклазовые, хлорит-плагиоклазовые, Мраморы	Скарны (биометасоматические и инфильтрационные) андрадитовые, Роговики биотитизированные	Налишпатизация, Альбитизация, Уралитизация, Биотитизация, Хлоритизация, Серцитизация	Плагиоклазовые метасоматиты, Амфибол-биотит-магнетит-апатитовые метасоматиты	Грейзенизация: кварц-турмалиновые, кварц-серцитовые, грейзены		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
-	Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый	Габбро-диориты, кварцевые диориты. Гранодиориты-граносиениты. Кв. диориты-гранодиориты. Лейкоократовые порфировидные гранодиориты		Контактовые роговики: пироксен-плагиоклазовые амфибол-плагиоклазовые. Мраморы	Скарны (биметасоматические и инфильтрационные) андрадитовые биотитизированные роговики	Альбитизация биотитизация хлоритизация эпидотизация серицитизация	Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты	Мусковит-турмалиновые грейзены		
-	Комплекс порфировидных гранитов и гранодиориты	Порфировидные граниты Среднезернистые порфировидные гранодиориты Крупнозернистые порфировидные гранодиориты		Актинолит-плагиоклазовые роговики	Биотитизированные роговики	Налишпатизация Альбитизация биотитизация хлоритизация серицитизация				
-									Пропилитизация (эпидотизация, альбитизация, хлоритизация) Окварцевание, серицитизация	Налишпатизация биотитизация кварц-серицитовое изменение (березитизация) Хлоритизация Окварцевание Карбонатизация Наолинизация
Поздне-орогенный комплекс нижнего и среднего плиоцена	Экструзивный комплекс нижнего и среднего плиоцена	Липарито-порфиры (ранняя стадия) Андезиты, андезитодациты Липарито-дациты (поздняя серия)				Кварц-серицитовые изменения				Наолинизация, опализация

ные с: габбро-перидотитами, гранитоидами, нефелиновыми сиенитами, щелочными ультраосновными породами, вулканическими и субвулканическими породами. В этой же схеме приводятся низкотемпературные метасоматические формации, для которых генетическая связь с магматическими породами предположительна.

Необходимо отметить, что все разбираемые выше классификации метасоматитов различных авторов в целом имеют общее значение и не могут быть применены для изучения метасоматитов определенного региона, характеризующегося специфическими чертами развития магматизма. При составлении классификации метасоматических образований применительно для Зангезурского рудного района были учтены: история тектонического развития указанной области, условия проявления различных генетических типов метасоматических процессов и их генетическая связь с определенными магматическими комплексами, либо с интрузивными фазами этого комплекса.

В предлагаемой нами классификации метасоматических процессов, построенной по генетическим принципам, разработанным Д.С. Коржинским, формирование метасоматитов рассматривается в генетической связи с эволюцией магматизма.

Поэтому в первую очередь в этой классификации нами выделяются магматические комплексы, поскольку все генетические группы метасоматитов связаны либо с ними, либо с отдельными интрузивными массивами (табл.4). Наиболее главными являются следующие:

1. Процессы зеленокаменного прерождения
2. Контактново-метаморфические процессы
3. Контактново-метасоматические процессы
4. Автометасоматические процессы
5. Ранняя щелочная стадия метасоматических процессов
6. Ранняя кислотная стадия метасоматических процессов
7. Стадия прерудного кислотного выщелачивания
8. Сколотрещинный метасоматоз, сопровождающий процесс оруденения

Среди выделенных типов метасоматических процессов обращает на себя внимание стадия прерудного кислотного выщелачивания. Выделение этой группы метасоматических процессов обусловлено тем, что в гидротермальных рудных полях Зангезура (Наджаран, Агарац, Дастакерт, Джиндара, Айгедзор и др.) обнаружены метасоматиты, исто-

рые образованы до процессов оруденения и генетически не связаны конкретно с каким-либо массивом. Источником этих процессов, безусловно, является глубинный магматический очаг. Это доказывается тем, что дайки гранодиорит-порфиров, широко развитые в рудных полях, подвержены тем же дорудным изменениям.

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Геологические факторы, способствующие формированию различных генетических типов метаморфических и метасоматических пород в регионе проявляются в тесной связи с процессами становления разновозрастных магматических комплексов.

В вулканогенных образованиях нижнего-среднего эоцена повсеместно проявлены процессы зеленокаменного перерождения (пропилитизация) пород. В интрузивных массивах и их ореолах отмечаются продукты ранней щелочной стадии (автометасоматиты, железо-магнетизальные метасоматиты) и ранней кислотной стадии метасоматических процессов (грейзены). Несколько оторвано во времени развиваются процессы прерудного кислотного выщелачивания (пропилиты и вторичные кварциты), а также околотрещинный метасоматоз, сопровождающий процесс рудообразования.

1. Зеленокаменноперерожденные породы эоценового вулканогенного комплекса (региональные пропилиты)

Термин пропилит в геологическую литературу был введен Ф.Рихтгофеном (1858).

Пропилитом указанный автор назвал зеленокаменные разновидности трахитов, порфиритов, диорит-порфиритов Венгрии, Трансильвании, Карпат, Невады, Мексики.

Излиянием зеленокаменной пропилитовой магмы по Ф.Рихтгофену начинается третичная вулканическая деятельность этих регионов и таким образом пропилиты предшествовали другим вулканическим породам. Однако в дальнейшем большинство исследователей стало на точку зрения вторичного происхождения пропилитов.

В настоящее время одна часть исследователей под пропилитизацией подразумевает регионально проявляющийся дорудный процесс. Согласно Норжинскому (1953), "Пропилитизация является региональ-

— ным гидротермальным зеленокаменным изменением пород вулканогенных формаций после внедрения в вулканогенную толщу интрузивных тел преимущественно малых интрузий. Пропилитовый гидротермальный метаморфизм протекает в зоне малых и умеренных глубин в достаточно широком интервале температур". Д.С.Норжинский выделяет высокотемпературные (актинолит-эпидот-альбитовые), среднетемпературные (эпидот-хлорит-альбитовые) и низкотемпературные (хлорит-карбонатные, хлоритовые с адуляром цеолитсодержащие) парагенезисы пропилитов.

Несколько отличного мнения о пропилитах придерживается Н.И. Наковник (1954). По Н.И.Наковнику, "пропилиты - это продукты гидротермального изменения в неглубокой зоне преобладающих основных и средних, главным образом вулканогенных пород, возникающих часто в связи с формированием рудных тел и жил". Таким образом, Наковник считает, что пропилитизация связана с формированием рудных жил.

Необходимо отметить, что в пределах Зангезурского рудного района процессы пропилитизации проявляются как в связи с формированием эоценового вулканогенного комплекса и его субвулканических фаций, так и в связи с развитием интрузивного магматизма.

Пропилиты, связанные с вулканогенным комплексом эоцена, нами выделяются как региональные пропилиты, а пропилитовые породы, образованные в связи с гранитоидными интрузиями, названы пропилитами стадии предрудного кислотного выщелачивания, исключительно в силу того обстоятельства, что они по времени образования предшествуют рудному процессу.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы эоцена и прорывающие их субвулканические интрузии, представленные базальтами, андезит-базальтами, габбро-порфиритами, диабазовыми порфиритами и диорит-порфиритами, подвержены зеленокаменному перерождению.

В пределах упомянутого комплекса можно выделить три фации зеленокаменноизмененных пород снизу вверх по разрезу: эпидот-актинолитовая фация, эпидот-хлоритовая фация, цеолит-халцедоновая фация.

Э п и д о т - а к т и н о л и т о в а я ф а ц и я зеленокаменноизмененных пород имеет ограниченное распространение и развита главным образом в наиболее глубоких срезях среднеэоценовых отложений. Помимо этого, интенсивность проявления эпидот-актинолитовой фации намного уступает интенсивности проявления

эпидот-хлоритовой фации.

Эпидот-хлоритовая фация зеленокаменно-измененных пород распространена весьма широко в пределах вулканогенного комплекса. Указанная фация затрагивает развитие в верхних частях разреза среднеэоценовые вулканиты.

Цеолит-халцедоновая фация развита в верхних частях разреза эоценовых отложений и затрагивает главным образом породы верхнего эоцена. Мощность проявления этой фации оценивается примерно 500-600 м. Эта фация также характеризуется интенсивным изменением.

2. Контактново-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов

Контактово-метаморфические породы имеют широкое развитие в пределах Зангезурского рудного района. Такие крупные интрузивные массивы, как Мегринский плутон, Гехинский, Дастанкертский, Аравусский, Лернашенский, Новшутский, Сваранцский, Арамаздский, Ахлатянский массивы сопровождаются четко выраженным ореолом контактово-метаморфических пород.

Устанавливается зависимость состава контактово-метаморфических пород как от состава вмещающих пород, так и от состава интрузивных массивов. При контактовом воздействии интрузивных массивов на вулканогенные породы эоцена образуются алюмосиликатные роговики. При воздействии интрузивных массивов на породы, богатые известковым материалом (мергели, известняки), образуются известковые роговики (скарноиды).

Исследование контактово-метаморфических пород различных интрузивных комплексов показало, что каждый из этих комплексов характеризуется различными типами контактово-метаморфических пород, а также набором различных фаций, что очевидно отражает температурные условия их формирования (табл.5).

Как видно из табл.5, в развитии контактово-метаморфических пород обнаруживается определенная закономерность в зависимости от состава интрузивных комплексов. Так, например, для контактового ореола габбро-оливинитового комплекса характерно преимущественное развитие пироксен-плагиоклазовой фации при резко подчиненной роли амфибол-плагиоклазовой фации.

Для массивов габбро-монзонит-сиенитового комплекса распреде-

Т а б л и ц а 5

Контактово-метаморфические и метасоматические образования интрузивных комплексов

№ п.	Интрузивные комплексы	Интрузивные фазы	Фации контактового метаморфизма	Главная фация	Контактово-метасоматические процессы
I.	Габбро-оливинитовый	Оливиновое габбро	Пироксен-плагиоклазовая	Пироксен-плагиоклазовая	_____
II	Габбро-монцонит-сиенитовый	1. Габбро	Пироксен-плагиоклазовая Амфибол-плагиоклазовая	Пироксен-плагиоклазовая	Биотитизация
		2. Монцониты	Пироксен-плагиоклазовая Амфибол-плагиоклазовая Хлорит-плагиоклазовая	Пироксен-плагиоклазовая Амфибол-плагиоклазовая	Биотитизация
		3. Щелочные и нефелинсо- держащие сиениты	_____	_____	_____
III	Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый	1. Габбро-диориты, кв. диориты	Пироксен-плагиоклазовая Амфибол-плагиоклазовая	Амфибол-плагиоклазовая	_____
		2. Гранодиорит-граносиениты	Пироксен-плагиоклазовая Амфибол-плагиоклазовая	Амфибол-плагиоклазовая	Формирование кварц- биотит-полевошпатовых роговиков
		3. Кв. диориты-гранодиориты	Пироксен-плагиоклазовая Амфибол-плагиоклазовая	_____	_____
		4. Лейкократовые порфировидные гранодиориты	_____	_____	_____
IV	Гранитный порфировидный	1. Порфировидные граниты	Антинолит-плагиоклазовая	Антинолит-плагиоклазовая	Биотитизация
		2. Среднезернистые порфировидные гранодиориты	_____	_____	_____
		3. Крупнозернистые порфировидные гранодиориты	_____	_____	_____

ление фаций несколько иное. Для массивов габбровой фазы этого комплекса также отмечается преобладание пироксен-плагиоклазовой фации над амфибол-плагиоклазовой. В контактовом ореоле монцонитовой фазы устанавливается примерно равное соотношение между этими фациями роговиков. Помимо отмеченных, здесь устанавливается и наиболее низкотемпературная хлорит-плагиоклазовая фация. Что же касается контактового ореола вокруг интрузивов третьего габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса, то здесь уже намечается резкое преобладание амфибол-плагиоклазовой фации над пироксен-плагиоклазовой. Для некоторых фаз этого комплекса пироксеновая фация, как правило, выпадает и получают распространение лишь роговики амфибол-плагиоклазовой фации. Такие роговики установлены в районе Агаранского месторождения, а также на севере региона, в ореоле Ахлатянского граносиенитового массива.

В контактовом ореоле интрузивного комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов контактовые роговики образуются только в ореоле массива порфировидных гранитов, где они прорывают эоценовые андезит-базальтовые порфириты. Здесь установлена лишь одна порода антицолит-плагиоклазовой фации, сравнительно небольшой мощности (до 100м).

Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов габбро-оливинитового комплекса

Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов этого комплекса выражены довольно отчетливо. Они установлены как в контакте крупных Сваранцского и Камакарского массивов, так и в ореоле небольших разобленных массивов в пределах Мегринского плутона, в контакте с вулканогенной толщей среднего эоцена. Мощность контактовых роговиков здесь достигает 100м. Представлены они в основном пироксен-плагиоклазовыми разностями. В наиболее удаленных от интрузива интервалах пироксен-плагиоклазовые роговики сменяются амфибол-плагиоклазовыми. Последние постепенно переходят в слабоизмененные порфириты.

Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов габбро-монцонит-сиенитового интрузивного комплекса

Этот интрузивный комплекс характеризуется формированием крупных интрузивных массивов, а вместе с ними и проявлением мощных

контактовых ореолов.

Наиболее полно контактово-метаморфические породы габбро-монцонит-сyenитового комплекса проявлены в энзоконтакте монцонитового массива Мегринского плутона, где их мощность достигает 400 м.

По минеральному составу различаются следующие типы роговиков (по мере удаления от контакта интрузива): пироксен-плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые и хлорит-плаггиоклазовые.

Из отмеченных фаций роговиков только две первые прослеживаются по всему контакту. Третья низкотемпературная фация имеет ограниченное распространение.

Контактовые роговики в ореоле монцонитового массива имеют характерное строение. Непосредственно в контактовой зоне монцонитов с вмещающими породами как в монцонитах, так и в роговиках наблюдается четко выраженная сланцеватость, обусловленная ориентированным расположением цветных минералов (пироксена, амфибола, биотита).

Сланцеватость в монцонитах развивается параллельно линии контакта, повторяя изменения в ее простирании (рис.2). В роговиках сланцеватость, развиваясь в целом параллельно линии контакта, имеет волнистые очертания. На некоторых интервалах эта волнистость переходит в мелкую складчатость (рис.3). Для описываемых складок характерна дисгармоничность, выраженная значительными раздувами замков складок (Нарамян, 1963). Участки с мелкой складчатостью обычно располагаются непосредственно в зоне контакта.

Представляет определенный интерес установление времени проявления пластической деформации и развития плоско-параллельной ориентировки темноцветных минералов и мелкой складчатости. Наличие ксенолитов уже рассланцованных роговиков в дайках и штоках микромонцонитов свидетельствует об относительно раннем образовании сланцеватости по отношению к микромонцонитам. Пересечение план-параллельной ориентировки в монцонитах пегматитами также говорит о том, что эта ориентировка образовалась в ранние периоды становления интрузива. Таким образом, сланцеватость, проявленная вдоль контакта монцонитов с роговиками, по времени образования относится к раннему периоду прогрева вмещающих толщ. Наряду с отмеченным установлено, что зоны сланцеватости в роговиках контролируют развитие мигматитов, проявившихся отдельными небольшими участками вдоль контакта монцонитов с роговиками. В за-

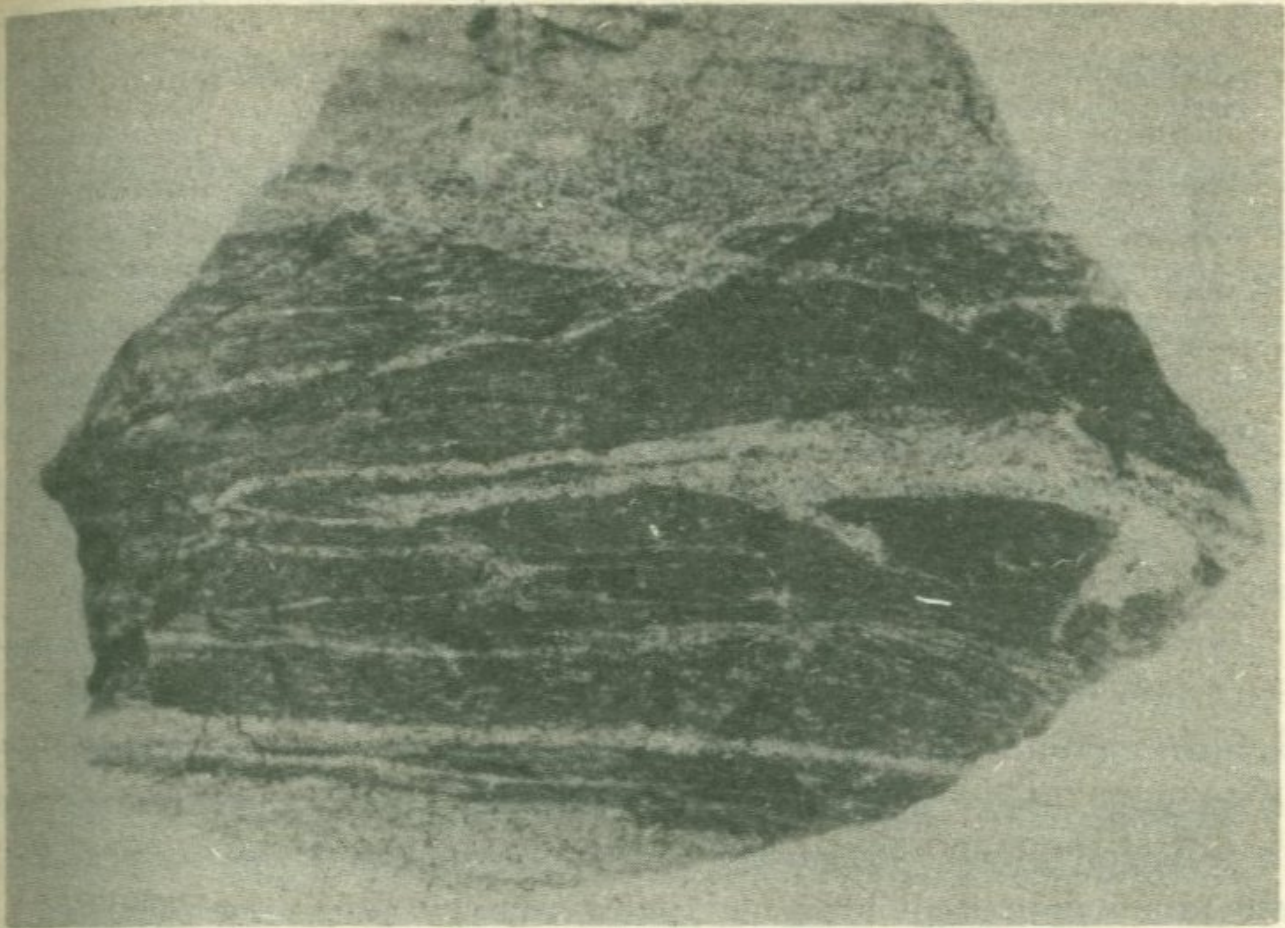


Рис.2. Послойные магматиты. Рассланцованные роговики (черное) пронизаны магматическим материалом (светлое). Северный контакт.

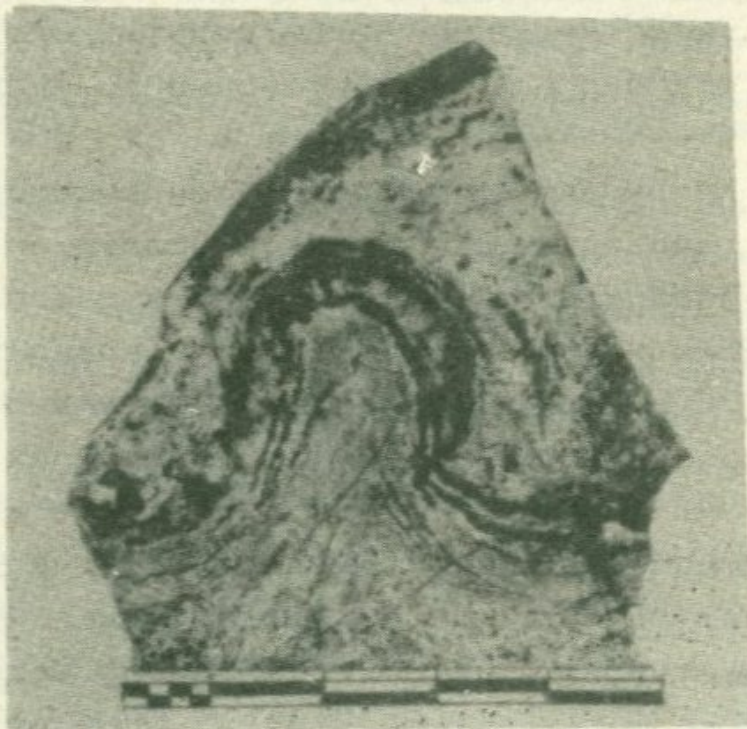


Рис.3. Мелкая складчатость в роговиках. Зона контакта монзонитов с роговиками. Натуральная величина.

зависимости от характера соотношения субстрата с магматическим материалом различаются послойные мигматиты, сетчатые мигматиты, агматиты, теневые мигматиты.

Контактово-метаморфические породы в ореоле Арамаздского и Гехинского интрузивных массивов представлены роговиками двух фаций. Непосредственно вблизи интрузива развиты плагиоклаз-пироксеновые разности, а затем они переходят в плагиоклаз-амфиболовые разности. Мощность контактово-метаморфических пород здесь достигает 150 м. Здесь так же, как в контактовом ореоле монцонитового массива Мегринского плутона, обе фации являются главными, с некоторым преобладанием плагиоклаз-роговообманковой над плагиоклаз-пироксеновой.

Известковые роговики, как указывалось выше, образуются при метаморфическом воздействии интрузивных пород габбро-монцонит-сиенитового комплекса на вмещающие вулканогенно-осадочные породы и имеют довольно ограниченное распространение. Образуются в экзоконтакте габброидной фазы Гехинского массива с известковистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами пирамсарской толщи. Мощность роговиков достигает 50 м (Анкасар, штольня №8).

В зависимости от характера слоистости исходной породы - туфопесчаников, туфоалевролитов находится и текстурный рисунок роговиков. При преобладании тонкозернистых фаций (ущ.р. Арпалых г. Пирамзасар), с отсутствием заметной слоистости текстура роговиков приобретает массивный характер, порода однотипна, светло-зеленого цвета.

Минеральный состав известковых роговиков во многом определяется исходным составом замещаемой породы: роговики по известковистым туфопесчаникам определяются скаполит-гранат-пироксеновой ассоциацией (Анкасар); кремнистые разности при ороговикании образуют кварц-эпидот-плагиоклазовую ассоциацию (с. Пейган); пелитоморфные разности - плагиоклаз-гранат-пироксеновую (ущ. Арпалых, г. Пирамзасар).

Контактовые мраморы. Контактово-метаморфическое воздействие интрузивных пород габбро-монцонит-сиенитового комплекса на вмещающие известняки сказывается в образовании полосы мраморов, которые отмечаются по северо-восточному контакту габброидов Гехинского интрузива и по восточному контакту нефелиновых сиенитов Мегринского плутона.

Наибольшие значения мощности мраморов характерны для габброидов Гехинского интрузива - до 2м в контакте с пермскими известняками.

Карбонатные породы, подвергшиеся контактовому воздействию интрузивных пород, довольно однородны по составу: примеси кремнезема и глинозема в пермских известняках не превышают 8%. Довольно часто мрамора ассоциируют со скарновыми образованиями, причем отмечается наложение скарнового процесса на них.

Минеральная ассоциация мраморов в контакте с интрузивными породами габбро-монзонит-сиенитового комплекса представлена следующими рядами:

кальцит + гранат + волластонит;
кальцит + форстерит + диопсид + доломит;
диопсид + кальцит + волластонит.

Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов габбро-диорит-гранодиорид-граносиенитового комплекса

Контактово-метаморфические породы в ореолах массивов этого комплекса имеют особенно широкое распространение в пределах Баргушатского хребта. Здесь контактовые роговики опоясывают Дастакертский, Ахлатянский, Лернашенский и Новшутский интрузивные массивы. Небольшие выходы контактовых роговиков установлены на юге Мегринского плутона, в районе Агаракского месторождения, где роговики развиты в ореоле штока лейкократовых порфировидных гранодиоритов.

Наиболее полно контактово-метаморфические породы этого комплекса проявились в ореоле Дастакертского гранодиоритового массива, в пределах Дастакертского рудного поля, размещенного в провале кровли интрузива (рис.4).

В экзоконтакте интрузива с вулканогенными породами эоцена развита небольшая полоса пироксен-плагиоклазовых роговиков. Мощность этой фации достигает 20-30 м. Далее по мере удаления от контакта интрузива роговики переходят в амфибол-плагиоклазовые разности. Мощность этой фации колеблется от 100 до 230 м.

Необходимо отметить, что как в пределах провешанной части кровли, так и во внешнем контакте интрузива довольно интенсивно проявились более поздние метасоматические процессы, которые в

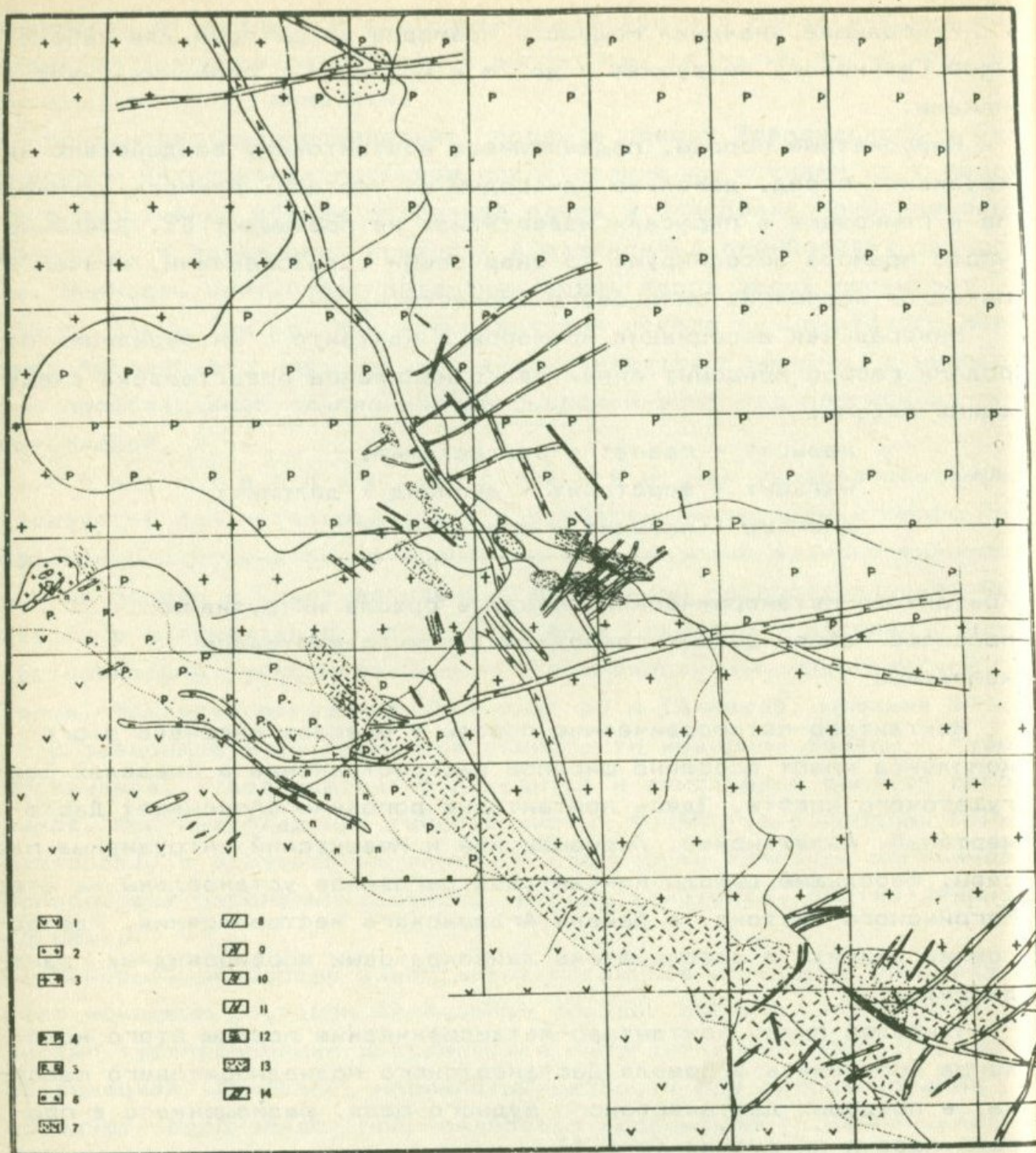


Рис.4. Схематическая геологическая карта Дастакертского месторождения. Условные обозначения: 1.Плагинкраз-пироксеновые порфиры среднего эоцена; 2.Кварцевые диориты; 3.Гранодиориты; 4.Роговики кварц-биотит-полевошпатовые; 5.Роговики плагинкраз-роговообманково-биотитовые; 6.Роговики плагинкраз-роговообманковые; 7.Зона пегматитов с медной минерализацией; 8.Дайки аплитов; 9.Дайки диорит-порфиритов; 10.Дайки диабазовых порфиритов; 11.Дайки роговообманковых диорит-порфиритов; 12.Участки с прославленным медно-молибденовым оруденением; 13.Интенсивно окварцованные, серицитизированные, гидротермально измененные роговики и гранодиориты; 14.Разрывные нарушения.

значительной степени переработали продукты термального метаморфизма.

Контактовые мраморы, генетически связанные с интрузивными породами габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса, имеют незначительное развитие и известны в экзо-контакте Новшутского интрузива по его восточному борту. Вмещающие отложения представлены меловыми известняками. Примеси глинозема и кремнезема в них нередко достигают 12-13%, иногда 30% (табл.6). Последнее обстоятельство обуславливает образование известковых роговиков вместо мраморов по восточному борту Новшутского интрузива на водоразделе рр.Гехи и Сухан, в контакте гранодиоритов с верхнемеловыми известняками. Однако севернее этого участка, в ущелье р.Дармазур, со сменой мергелистых известняков более известковыми фациями роговики сменяются прослоями мраморов мощностью до 0,5 м.

Т а б л и ц а 6

Химический состав карбонатных пород мелового возраста
бассейнов рек Арамазд и Нахурд

Окислы	164	1182	2585	2567	Примечание
SiO ₂	13,73	10,15	22,86	13,82	Глинистые известняки,
TiO ₂	0,14	0,04	0,46	0,10	164,1182,2567. - ущелье
Al ₂ O ₃	3,08	2,02	5,36	2,08	р.Арамазд.2585 - ущелье
Fe ₂ O ₃	1,13	0,44	0,90	0,02	р.Нахурд. Аналитики -
FeO	-	-	2,45	0,92	И.А.Ерибекова - 164,1182,
MnO	0,04	0,02	0,12	0,09	Хим.лабор.НИГМИ Арм.ССР.
MgO	1,79	0,50	1,98	0,71	О.А.Бозоян-2585,2567,
CaO	46,34	49,00	36,87	47,12	хим.лаборатория ИГН АН
Na ₂ O	сл.	-	0,40	0,50	Арм.ССР
K ₂ O	сл.	-	1,12	0,40	
P ₂ O ₅	0,07	0,03	-	-	
CO ₂	34,34	37,86	28,17	35,20	
Сумма	100,66	100,06	100,69	100,96	

По О.П.Гуюмджяну (1971).

Мраморы, образующиеся в экзоконтакте с интрузивными породами габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса, характеризуются следующими минеральными ассоциациями:

Кальцит + волластонит + диопсид

кальцит + волластонит + диопсид + гроссуляр

кальцит + диопсид

Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивного комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов

Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивов комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов развиты довольно слабо и шириною до 100 м протягиваются вдоль северного контакта интрузива с вулканогенной толщей среднего эоцена.

Контактовые роговики здесь характеризуются проявлением лишь актинолит-плаггиоклазовой фации.

3. Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивных массивов

Контактово-метасоматические процессы, наблюдаемые в ореолах интрузивных массивов, довольно разнообразны и различаются характером проявления.

Наиболее полно и интенсивно метасоматические процессы проявились в ореолах массивов относительно кислого состава габбро-монцонит-сиенитового и габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового интрузивных комплексов, тогда как в экзоконтактах более основных интрузивов метасоматическая переработка пород проявилась спорадически. В ореолах же пород комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов метасоматические процессы развиты очень слабо.

Состав вмещающих пород также во многом predetermined характер метасоматических новообразований. В контакте интрузивов с известняками, как правило, формируются известковые скарны как биметасоматические, так и инфильтрационные. В случае, если в экзоконтакте — алюмосиликатные роговики, то наблюдается их биотитизация, либо образование кварц-биотит-полевошпатовых роговиков по ранее образованным пироксен-плаггиоклазовым и роговообманково-плаггиоклазовым роговикам.

Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивов габбро-монцонит-сиенитового комплекса

Контактово-метасоматические процессы в ореолах массивов габбро-монцонит-сиенитового комплекса проявились достаточно интенсивно. Выражены они биотитизацией и скарнообразованием. Для габбровой фазы этого комплекса контактово-метасоматические изменения получили слабое развитие и наблюдаются непосредственно в зоне экзоконтакта, где отмечается слабая биотитизация темноцветных минералов.

Наиболее полно процесс биотитизации выражен в экзоконтакте монцонитового интрузива в пределах Наджаранского рудного поля.

С к а р н ы. Процессы скарнообразования в ореолах интрузивов габбро-монцонит-сиенитового комплекса известны в пределах бассейна р. Гехи - скарны Анкасара и Гехи, которые приурочены к габброидам I фазы, а также на юге Мегринского плутона: скарны Тирани-дзора, Нетам-Нилита, Алидары, Ньювади, Хдебанца, тяготеющие к дифференциатам второй монцонитовой фазы.

Скарны Анкасарского участка находятся в северном экзоконтакте Гехинского интрузива и представляют собой пластовое тело, прослеживаемое с значительными перерывами на 300 м при мощности в 15-16 м. Скарны приурочены непосредственно к контакту габброидов-кварцевых диоритов, монцонитов I фазы с известняками перми. Рудные минералы - пирит, халькопирит и молибденит.

Скарны у с. Гехи по левому берегу одноименной реки между ущ. рек Нирс и Дармазур представлены небольшими пласто- и линзообразными телами протяженностью до 50 м, прослеживающимися по контакту диоритов и габбро первой фазы комплекса с пермскими известняками.

Скарны Алидары расположены в верховьях одноименной реки вблизи с. Абглу и приурочены к контакту гранитоидов Мегринского плутона с отложениями богацсарской толщи. Интрузивные породы по данным Ю.А. Арапова (1946) представлены сиенито-диоритами, в которых встречаются останцы кровли ороговированных вулканогенных пород и скарнированных известняков; размеры их достигают 2 кв. км. Мощность скарнов колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Вне контактовой полосы отдельные линзообразные тела скарнов встречаются в известняках, а также в виде маломощных оторочек 5-10 см вокруг апофиз сиенито-диоритов и габбро-диоритов, прорывающих известняки.

Скарны Тирани-дзора, Нетам-Килита, Ганзы. Эта зона, представленная прерывистой контактовой пластообразной залежью, а также жильными инфильтрационными скарнами, участками отходящими от нее в монцониты, тянется от пос. Агарак до ущ.р. Ганзы (Нахич. АССР). Вмещающие породы представлены слоистыми алевролитами и известковистыми песчаниками верхнего мела (турона) с линзами и пропластками известняков.

Мощность контактовых скарнов находится в строгой зависимости от известковистости вмещающей толщи, однако жильные скарны, мощность которых достигает 3,0-3,5 м, отмечаются лишь в монцонитах (рис. 5, 6). Суммарная мощность всей этой зоны по данным Ю.А. Арапова достигает 500-600 м.

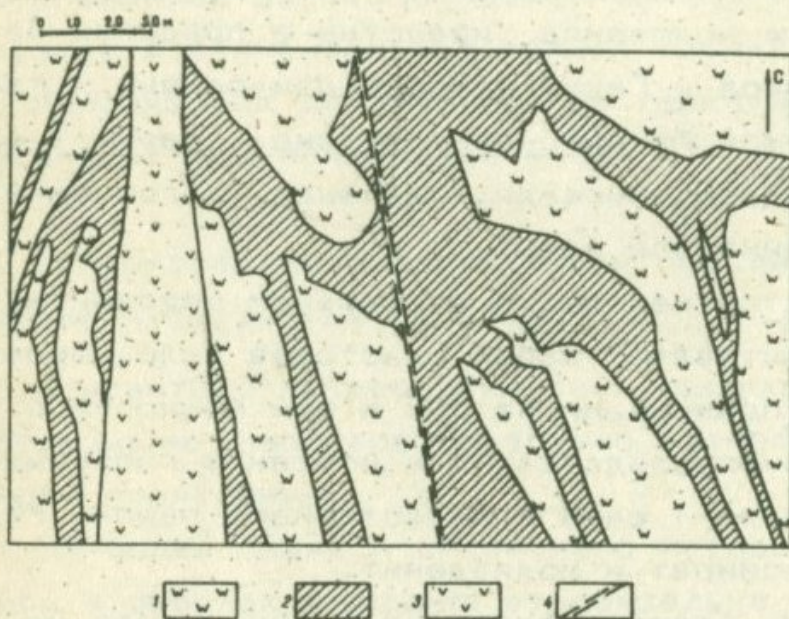


Рис. 5. Скарны ущелья Тирани-дзор. Пересечение жильных скарнов дайкой диабаза. Условные обозначения: 1. Монцониты; 2. Гранатовые скарны; 3. Дайка диабаза; 4. Разрывное нарушение.

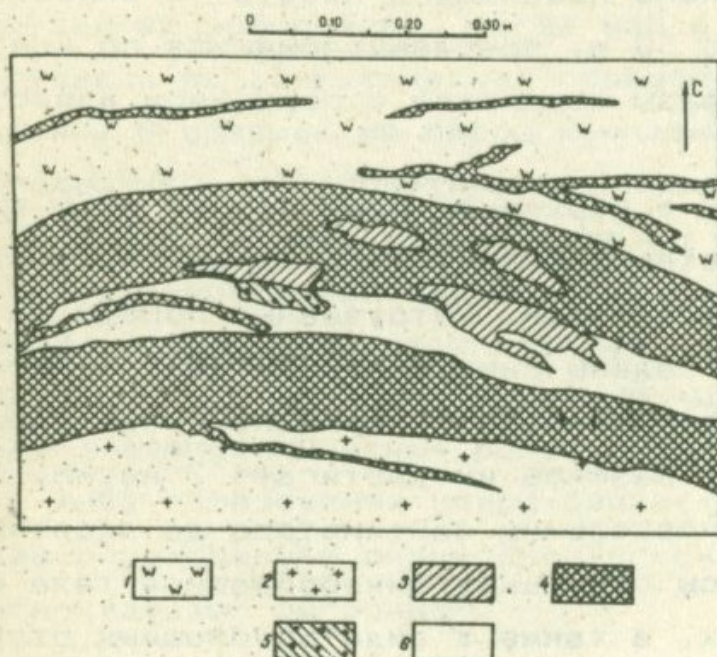


Рис. 6. Агаракское рудное поле. Кварцевые жилы в гранатовых скарнах. Условные обозначения: 1. Монцониты; 2. Гранодиориты; 3. Пироксеновый скарн; 4. Гранатовый скарн; 5. Эпидот; 6. Кварц.

Рудная минерализация представлена пиритом и халькопиритом, образующими вкрапленность и прожилки в мраморизованных и скарнированных известняках, а также роговиках и плагионклаз-амфиоболовых метасоматитах, образующихся за счет вулканогенно-осадочных пород.

Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивов габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса

Контактово-метасоматические процессы в ореоле интрузивов этого комплекса проявились наиболее интенсивно в связи с более кислыми интрузивными фазами - гранодиоритами и граносиенитами. Прекрасным примером этого являются контактово-метасоматические породы в ореоле Дастакертской гранодиоритовой интрузии непосредственно в пределах Дастакертского месторождения. Здесь, как видно из геологической карты (рис.4), провешанная часть кровли, которая ранее в результате контактово-метаморфических процессов была превращена в роговики пироксен-плагиоклазовой и амфибол-плагиоклазовой фаций, в последующем, в результате наложенных метасоматических процессов, превращена в кварц-биотит-полевошпатовые роговики.

С к а р н ы. В генетической связи с интрузивными массивами габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса находится большинство скарновых участков басс.р.Гехи (Нефашен, Пейган, у с.Гехи(в аплитовидных гранитах), Сурбнар, Дрнаджар, Дармазур, Бозоглы, Марал-гетик, Таш-баш, Сухан, Нюрт). В пределах Лернашенского рудного поля с интрузивами габбродиорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса связаны следующие скарновые проявления: Сагюкалинское, Еркатасарское, Цуртджурское, Безымянное, Воринкарское, Шенатагское. Геология этих проявлений и другие сведения приводятся по Э.Х.Гуляну, подробно изучившему их в 1960-1966 гг. (1972). На юге, в Мегринском районе, с интрузивами этого комплекса связаны скарны у пос.Агарак.

Н е ф а ш е н с к о е м е д н о - м о л и б д е н о в о е проявление в течение долгого времени было объектом геологического изучения со стороны А.Н.Конюшевского, А.Л.Додина, С.С.Мкртчяна, С.Т.Тараяна, Т.Ш.Татевосяна, О.П.Гуямджяна и др.исследователей. Находится оно в 400 м северо-восточнее села Нефашен. Скарны пластообразной залежью, протяженностью в 1,7 км и небольшими линзами длиной в 50 м тянутся до села Чайкенд вдоль

контакта гранодиоритов Гехинского интрузива с известняками перми. Простираение скарнов - северо-западное. Максимальная мощность достигает 15-20 м.

В пределах Нефашенского медно-молибденового проявления известны аплитовые жилы, дайки диорит-порфиритов и диабазов, секущие скарны, что особенно характерно для его северо-западной оконечности, выше с. Нефашен (рис. 7).

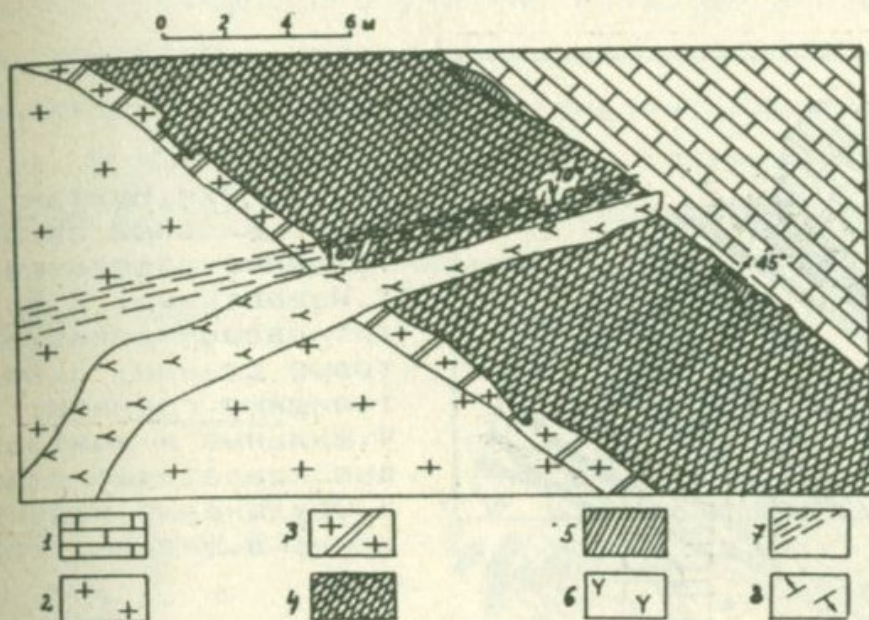


Рис. 7. Нефашен. Пересечение скарнов дайкой диорит-порфирита.

Условные обозначения:
1. Известняки; 2. Гранодиориты; 3. Околоскарная пироксен-плагиоклазовая порода; 4. Гранатовый скарн; 5. Салитовый скарн; 6. Диорит-порфирит; 7. Разрывные нарушения; 8. Элементы залегания.

Рудная минерализация в скарнах Нефашена представлена магнетитом, образующим густопрожилковые залежи, а также вкрапленностью молибденита, халькопирита, швелита, гематита и пирита, из которых молибденит, халькопирит и пирит в кварцевых жилах встречаются в эндоконтактовых фациях гранитоидов.

Пейганское рудопроявление полиметаллов известно с 1911 г. благодаря работам Л. Н. Конюшевского, А. Л. Додина, С. А. Тараяна (1942). Скарновые тела приурочены к контакту пермских известняков с рвущими их эоценовыми андезито-базальтами, а также к лежащим бокам полого падающих даек диабазовых порфиритов, являющихся, возможно, корневыми частями палеогеновых вулканитов. Скарны образуют пластобразные залежи мощностью до 10-12 м при протяженности в 20-30 м. В них отмечаются гнезда железистого сфалерита диаметром до 0,5 м и вкрапленность халькопирита. В известняках отмечаются кристаллы пирита кубической и пентагон-додекаэдрической формы, образующие скопления зерен, либо прожилки.

Гехинская группа скарнов. Непосредственно у с.Гехи, у его северо-западной оконечности, габбро кольцевого интрузива прорываются штоком жильных гранитов (Гужмджян, 1972), по контакту которых с известняками перми протягивается скарновая залежь субширотного простирания, мощностью до 1,5 м, при протяженности в 40-45 м, с апофизальными ответвлениями жильных инфильтрационных скарнов в граниты и во вмещающие известняки (рис.8).

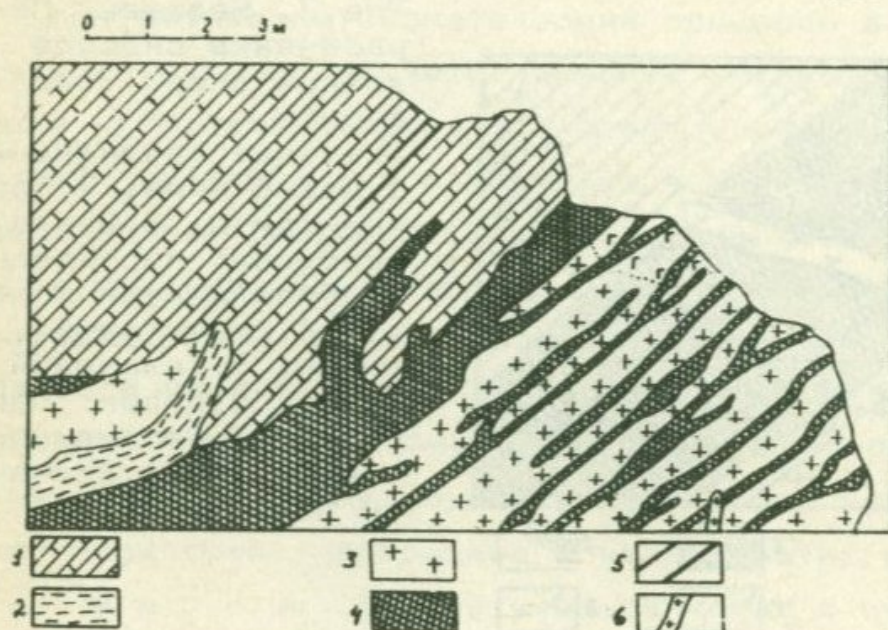


Рис.8.Гехи.Контактовые и жильные скарны. Условные обозначения: 1.Известняки; 2.Биотит-кварц-полевошпатовые сланцы; 3.Аплитовидные граниты; 4.Жильные и контактовые гранатовые скарны; 5.Оруденелые известняки; 6.Жильные аплиты.

Скарны правого берега реки Гехи образуются вдоль дайкообразных тел диабазовых порфиритов субширотного простирания, прорывающих пермские известняки и участками туфопесчаники эоцена (рис.9).

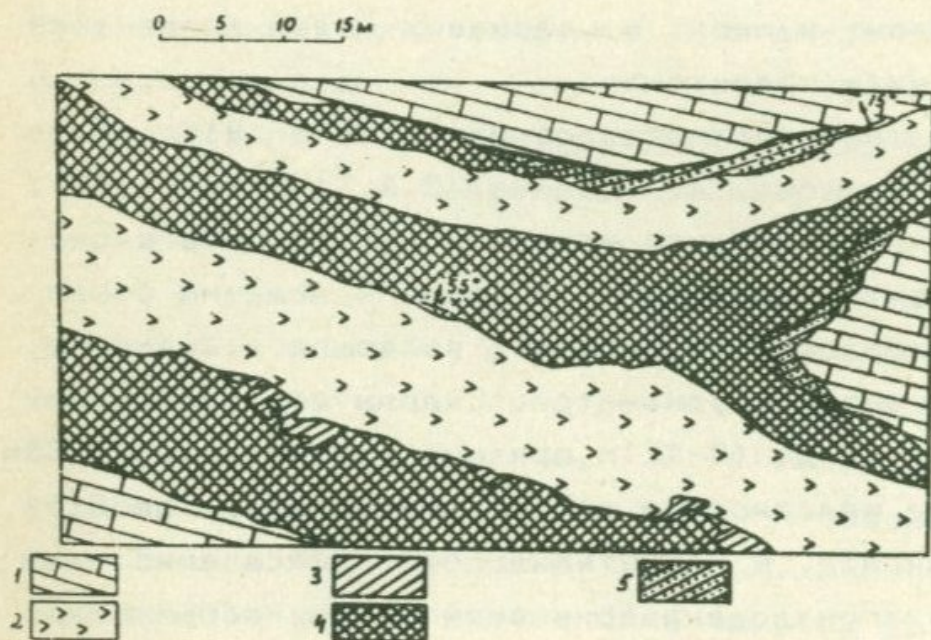


Рис.9.Гехи.Правый берег.Наложение скарнов двух дайковых тел друг на друга. Условные обозначения: 1.Известняки; 2.Диабазовые порфириты; 3.Диопсидовый скарн; 4.Гранатовый скарн; 5.Сапидитовый скарн.

Скарны образуют линзообразные тела протяженностью до 15-20 м. В участках скученности даек отмечается наложение скарнов, развивающихся по контактам разных дайковых тел (рис.9).

Скарны Сурбкара. Сурбкарские скарны находятся в 100 м северо-западнее с.Пирилу, в экзоконтакте Сурбкарского штока гранитов и гранодиоритов (рис.10). Скарновые тела приурочены к контактам рвущих субвулканических тел порфиров андезито-базальтового состава с известняками перми (Арутюнян, 1977). Кроме скарнов, в пределах Сурбкарского участка известны апоэффузивные амфиболовые метасоматиты - метадiorиты, метагаббро (Гукмджян, 1969) и др., образовавшиеся при фронтально-инфильтрационном метасоматозе порфиров. В известняках образуются везувиановые кальцифилы и мраморы, среди которых встречаются небольшие - до 3 м выходы щелочных пород - метасиениты, метакварцевые сиениты, щелочные сиениты (Гукмджян, 1963).

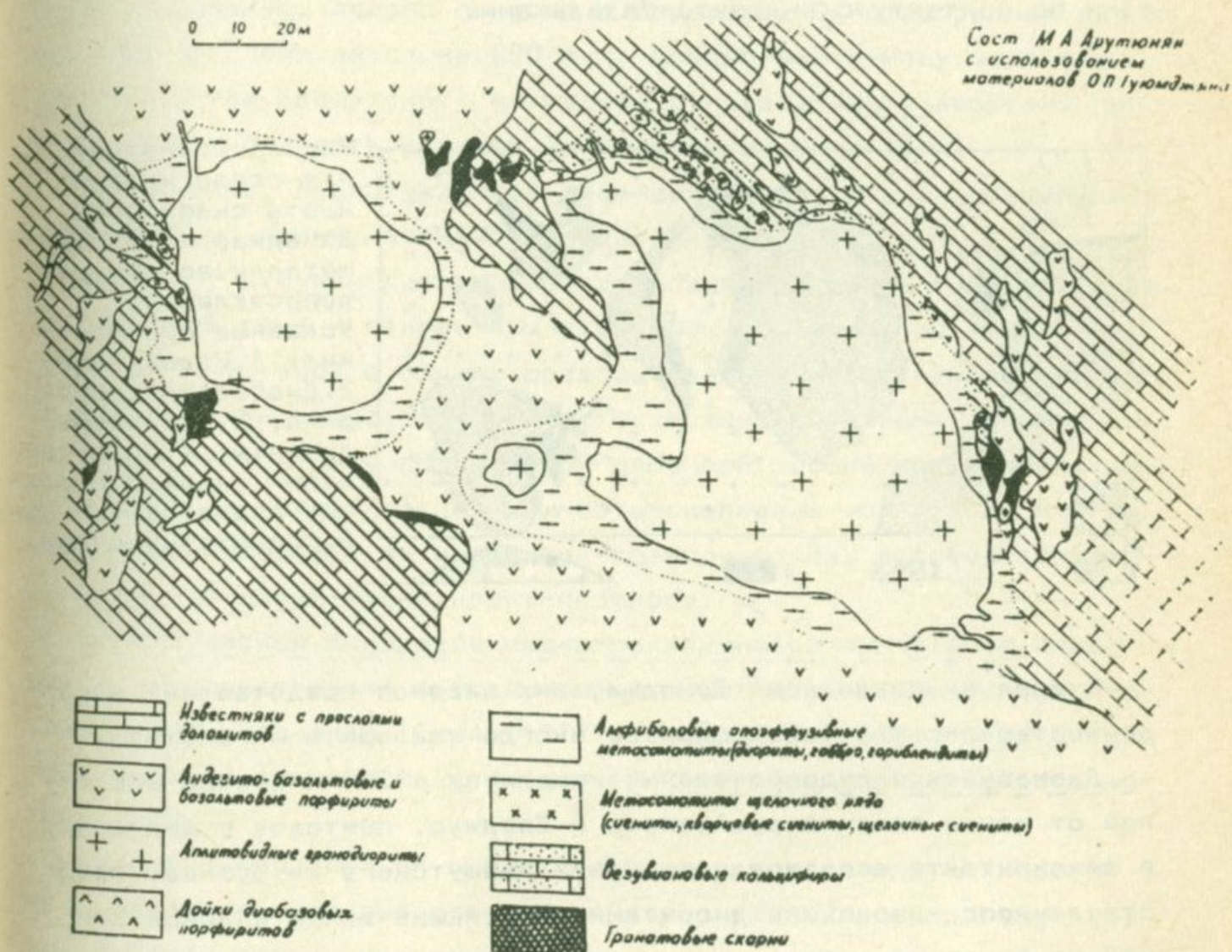


Рис.10. Схематическая геологическая карта Сурбкарского участка.

Скарновые тела имеют линзовидную форму и мощность, достигающую до 6,0 м, при протяженности до 10-12 м. Встречаются скарны апокarbonатной фации в пределах южного экзоконтакта Сурбкарского штока. Рудные минералы в скарнах Сурбкара представлены вкрапленностью халькопирита, пирита и прожилками магнетита.

Дрнаджарское скарновое полиметаллическое проявление (Арутюнян, 1977) находится у северной окраины с.Пирилу, в экзоконтакте юго-западного участка Новшутского массива в разрозненных останцах кровли карбонатных пород перми (рис.11). Мощность скарновых тел достигает 1,7 м при протяженности их до 10-12 м.

В пределах отдельных выходов карбонатных пород встречаются рвущие тела диабазовых порфиров, вдоль простирания которых часто отмечаются скарновые тела. Рассматриваемые скарны, как и Сурбкарские, представлены контактово-инфильтрационным фронтальным типом, с осложнением их диффузионно-биометасоматическими процессами по контакту с андезито-базальтами.

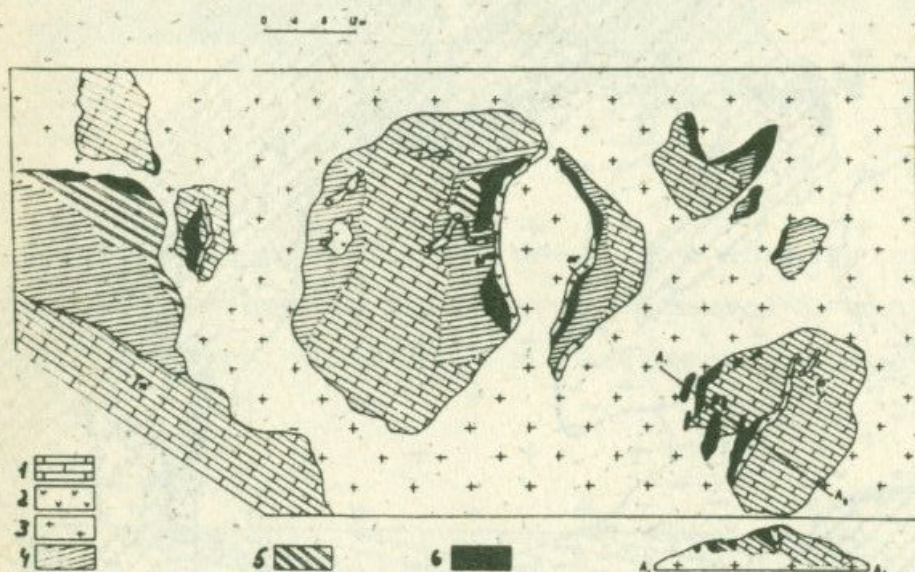


Рис.11.Схематическая геологическая карта скарнового Дрнаджарского полиметаллического рудопроявления. Условные обозначения: 1.Известняки; 2.Диабазовые порфиры; 3.Кварцевые диориты; 4.Пироксеновый скарн; 5.Пироксен-гранатовый скарн; 6.Гранатовый скарн.

Рудная минерализация Дрнаджарских скарнов представлена вкрапленностью пирита, халькопирита, иногда сфалерита и гематита.

Дармазурское рудопоявление находится в 250 м северо-восточнее от места слияния рр.Арамазд и Севджур, притоков р.Дармазур, в экзоконтакте юго-западного крыла Новшутского интрузива, представленного кварцевыми диоритами. Небольшие линзы скарнов длиной до 5 м отмечаются в контакте туфопесчаников эоцена с известняками перми и вдоль рвущих известняки андезито-базальтовых и

диорит-порфировых даек. Рудная минерализация представлена магнетитом, пиритом и халькопиритом, накладывающимися на порфиры и скарны.

Бозоглинское железорудное рудопроявление представлено небольшой группой контактово-инфильтрационных скарнов фронтального типа, обнажающихся по р. Дараярт (правый приток р. Дармазур), в крупном останце андезито-базальтовых порфиров и туфопесчаников эоцена, прорванных апофизой кварцевых диоритов Новшутского интрузива.

Скарновые тела обнаружены по северо-западному и юго-восточному контактам рвущих кварцевых диоритов и представляют собой линзообразные залежи с участками магнетитовых густопржилковых руд. По простиранию отмеченные образования прослеживаются на 15-20 м при мощности от 3 до 7 м.

Меднорудное скарновое рудопроявление Марал-гетика находится в ущ. р. Севджур, левого притока р. Дармазур. Пластообразная залежь скарнов прослеживается на 600 м по северо-восточному контакту гранодиоритов Новшутского интрузива с известняками верхнего мела (сенон). Мощность скарнов колеблется от 3 до 15 м.

Оруденение, представленное прожилочками пирита и халькопирита локализовано преимущественно в зоне экзоскарнов.

Скарны у с. Сухан расположены у западной окраины с. Сухан, в ущ. одноименной реки и приурочены к северо-восточному контакту Новшутского интрузива с блоком мраморизованных известняков верхнего сенона. Скарны представлены пласто- и линзообразными телами, вытянутыми по контакту прерывистой цепочкой, общей протяженностью до 200-250 м. Максимальная мощность скарновых тел 2-3 м. Как во вмещающих породах, так и в самих гранодиоритах, встречаются многочисленные дайки гранодиорит-порфиров.

Сагюналинское скарновое медно-молибденовое проявление находится непосредственно в северном экзоконтакте граносиенитов Лернашенского интрузива (Гулян, 1977). Вмещающие породы представлены полосчатыми роговиками ернатасарской свиты, подвергшимся скарнированию.

Рудная минерализация представлена халькопиритом, молибденитом, шеелитом, которые отмечаются как в пределах скарновых жил, так и среди скарнированных роговиков вмещающей толщи.

Скарны Ернатасара находятся в южной зоне экзоконтакта Лерна-

шенского интрузива. Вмещающие породы представлены ороговикованными туфопесчаниками, порфиритами и известняками еркатасарской свиты, в которых залегает мощное (до 40 м) пластообразное тело скарнов, по простиранию прослеживаемое на 60 м и приуроченное к выходу известняков.

Цуртджурское скарновое проявление приурочено к южному контакту гранодиоритов Лернашенского интрузива с известняками, ороговикованными порфиритами и туфопесчаниками еркатасарской свиты. Скарны представлены маломощными телами (до 1 м), протяженностью в 3-5 м. Незначительные скарновые прожилки мощностью до нескольких сантиметров встречаются в гранодиоритах эндоконтакта. Рудная минерализация представлена халькопиритом, пиритом, сфалеритом.

Скарны Безымянного проявления расположены в 0,5-0,7 км южнее Лернашенского интрузива и приурочены к контакту небольшого выхода гранитоидов с известняками еркатасарской свиты.

Представлены крупной линзообразной залежью, достигающей 40-50 м в длину, при мощности в 15-20 м и более мелкими телами субмеридионального и северо-западного простирания, залегающими в вулканогенных отложениях севернее собственно Безымянного.

Рудные минералы - пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит.

Вориникарские и Шенатагские скарны (Гулян, 1977) приурочены к северному контакту габбро-диоритов и монцонитов Лернашенского интрузива с известняками еркатасарской вулканогенно-осадочной толщи и представлены пласто- и линзообразными телами, прослеживаемыми по простиранию до нескольких десятков метров. Рудная минерализация представлена пиритом и халькопиритом, в меньшей мере гематитом, халькопиритом, пиритом, молибденитом, галенитом и арсенопиритом.

Скарны Агарака выявлены нами у юго-восточной окраины поселка, в останце туронских отложений кровли интрузивных пород, представленных граносиенитами третьего интрузивного комплекса. Площадь останца составляет примерно $0,5 \text{ км}^2$ и скарновые тела, встречающиеся в нем, образуют сравнительно мелкие линзы размерами 4,5-5,0 м x 10,0-15,0 м.

Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивов комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов

Метасоматические изменения в пределах контактово-термальных

полей интрузивов IV комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов пользуются ограниченным распространением и выражаются слабой биотитизацией ранее образованных роговиков актинолит-плагиоклазовой фации. Мощность биотитизированных пород колеблется в пределах первых десятков метров.

Указанные новообразования развиты исключительно в ореоле I интрузивной фазы порфировидных гранитов.

4. Ранняя щелочная стадия метасоматических процессов

К этой категории метасоматических процессов относятся: процессы аутометасоматоза, протекающие в связи с интрузивным магматизмом Зангезурского рудного района; процессы железо-магнезиального метасоматоза, а также процессы щелочного метасоматоза, особенно широко проявленного в породах габбро-монцонит-сиенитового комплекса.

Процессы аутометасоматоза в интрузивных породах

Аутометасоматические преобразования пород проявляются под воздействием остаточных высокотемпературных постмагматических растворов и завершаются при относительно низких температурах становления интрузивов. При этом процессе наблюдается также и распад твердых растворов. Характер аутометасоматических явлений в породах в значительной мере зависит от температуры постмагматических растворов, что, в свою очередь, зависит от глубины формирования самих массивов.

Породы габбро-оливинитового комплекса затронуты процессами аутометасоматоза в незначительной степени. В породах основного состава (габбро и оливиновые габбро) устанавливаются процессы сосюритизации и серицитизации плагиоклаза, уралитизации, хлоритизации и эпидотизации темноцветных минералов.

Аутометасоматические процессы в породах ультраосновного ряда (оливинит - перидотит - пироксенит) мало чем отличаются от таковых в основных породах. К ним добавляется серпентинизация. В незначительном количестве встречаются иногда флогопит и зеленая шпинель (Межлумян, 1973).

Указанные изменения позволяют говорить о том, что в основных и ультраосновных породах имела место в основном низкотемпературная стадия аутометасоматоза.

Процессы автометасоматоза в интрузивных породах габбро-монцитсиенитового комплекса. В породах первой фазы второго комплекса, представленных габбро, кварц-ортоклазовым и ортоклаз-содержащим габбро, процессы автометасоматоза выражены слабо и в основном представлены продуктами низкотемпературной стадии - уралитом, хлоритом, биотитом и серицитом. Минералы эпидоцоизитового ряда не характерны для этих пород.

В породах второй интрузивной фазы второго комплекса, представленных монцонитами, кв.монцонитами и др., процессы автометасоматоза широко развиты и представлены продуктами как высоко-, так и низкотемпературной стадий.

Высокотемпературный автометасоматоз представлен в породах процессами щелочной стадии метасоматоза - калиевого и натриевого. В шлифах отчетливо наблюдаются образования калиевого полевого шпата - ортоклаза или нерешетчатого микроклина в виде полей неправильной формы, в которых беспорядочно расположены небольшие, с неровными окончаниями реликтовые зерна плагиоклаза, корродированные таблички биотита и роговой обманки, а также отмечается значительное количество зерен переотложенного апатита неправильной формы.

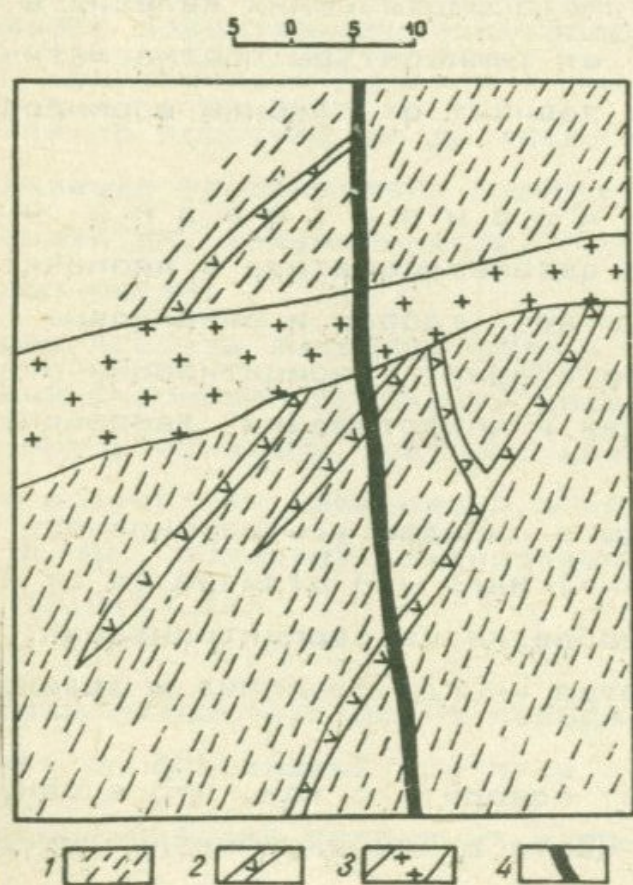


Рис.12. Взаимоотношения амфиболовых метасоматитов с жильно-магматическими породами II этапа.

Условные обозначения: 1.Рассланцованные монцониты; 2.Роговообманковые прожилки; 3.Аплитовый прожилок; 4.Магнетитовый прожилок.

При дальнейшем падении температуры растворов происходит принос натрия, который в составе кислого плагиоклаза - альбита нарастает на кристаллы плагиоклазов. В этом случае очень часто на стыке плагиоклазов и калишпата в альбитовой оторочке образуются мирменитовые вроски в виде небольших участков или каймы. Широкое развитие в этих породах имеет также процесс образования пертитов замещения. К указанным процессам добавляются амфиболизация, биотитизация, хлоритизация и эпидотизация цветных минералов.

Кроме описанных высокотемпературных процессов автометасоматоза в монцонитовых породах широко развиты процессы сравнительно низкотемпературного автометасоматоза. Сюда относятся процессы пелитизации и серицитизации полевых шпатов. Реже наблюдается в породах развитие карбоната и кварца. Широкое развитие имеет процесс образования сфена по биотиту и роговой обманке с выделением большого количества магнетита.

В породах третьей интрузивной фазы второго комплекса, представленных щелочными и нефелиносодержащими сиенитами, процессы автометасоматоза развиты значительно слабее, чем в породах монцонитовой фазы.

В калишпатах отмечается процесс пертитизации, а по плагиоклазам развиваются серицит и альбит. Последний часто образует каймы вокруг кристаллов плагиоклаза или, что наблюдается реже, частично замещает его. Серицит развивается в центральных частях зерен.

По пироксенам отмечается развитие уралита, который в свою очередь замещается биотитом с переходом далее в хлорит, что сопровождается выделением магнетита. По роговой обманке иногда наблюдаются замещения гастингситом. Продуктами изменения нефелина являются кальцит, мусковит и канкринит. Реже по нефелину происходит образование агрегата зерен цеолит-шпреуштейна.

В породах третьей интрузивной фазы этого комплекса в щелочных нефелиносодержащих сиенитах устанавливаются автометасоматические изменения, характерные для массивов, которые сформировались на небольшой глубине и представлены натриевым метасоматозом и продуктами низкотемпературной гидротермальной стадии.

Процессы автометасоматоза в породах габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового интрузивного комплекса представлены в основном продуктами изменения гидрос-

термальной низкотемпературной стадии автометасоматоза.

В породах первой интрузивной фазы по плагиоклазу отмечается развитие эпидот-пелитового продукта и серицитизация, калишпат-пелитизирован.

Зеленая роговая обманка замещается биотитом с переходом последнего в хлорит с выделением магнетита. Изредка по роговой обманке развивается кальцит в виде мелких зернышек.

В породах второй интрузивной фазы - гранодиорит-граносиенитах изменения, связанные с автометасоматозом, очень незначительны.

Калишпат, представленный ортоклазом и микронклином, в основном пелитизирован, имеет место также пертитизация. Плагиоклаз - кислый андезин, замещен серицитом, кальцитом, эпидотом и имеет тонкую оторочку альбита. Биотит (небольшие чешуйки) замещается хлоритом с выделением магнетита. Роговая обманка замещается биотитом и хлоритом, что сопровождается выделением магнетита.

В породах третьей интрузивной фазы, представленных гранодиоритами, процессы метасоматоза протекают идентично и выражены теми же продуктами - серицитом, кальцитом, эпидотом, хлоритом. Отсутствуют явления натриевого метасоматоза.

Породы четвертой интрузивной фазы - лейкократовые порфировидные гранодиориты изменены в незначительной степени: наблюдаются участки замещения плагиоклаза альбитом; очень редко образуется серицит. Калиевый полевой шпат пелитизирован, а цветной минерал-биотит во всех случаях хлоритизирован с выделением магнетита.

В породах третьего интрузивного комплекса в очень незначительной степени проявляется натровый метасоматоз. В целом преобладающими являются продукты стадии низкотемпературного автометасоматоза.

Автометасоматические процессы в породах комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов представлены продуктами высокотемпературного щелочного метасоматоза и низкотемпературной гидротермальной стадии.

В породах первой интрузивной фазы - порфировидных гранитах, процессы изменения выражены слабо: полевые шпаты обрастают наймой альбита и пелитизируются, роговая обманка биотитизирована; по биотиту развивается хлорит.

В породах второй и третьей интрузивных фаз IV комплекса про-

цессы автометасоматоза идентичны, поэтому описание их дается совместно.

На первой стадии щелочного метасоматоза в породах второй и третьей интрузивных фаз происходит метасоматическое образование калинатрового полевого шпата. Более поздняя стадия щелочного метасоматоза - натриевая, выразилась в образовании кислого плагиоклаза - альбита в виде мощной каймы вокруг овоидов калишпата, а также тонких каемок вокруг плагиоклаза (рис.13). В этих каемках на стыке с зернами калишпата образуются мелкие участки, содержащие мирменитовые вроски.

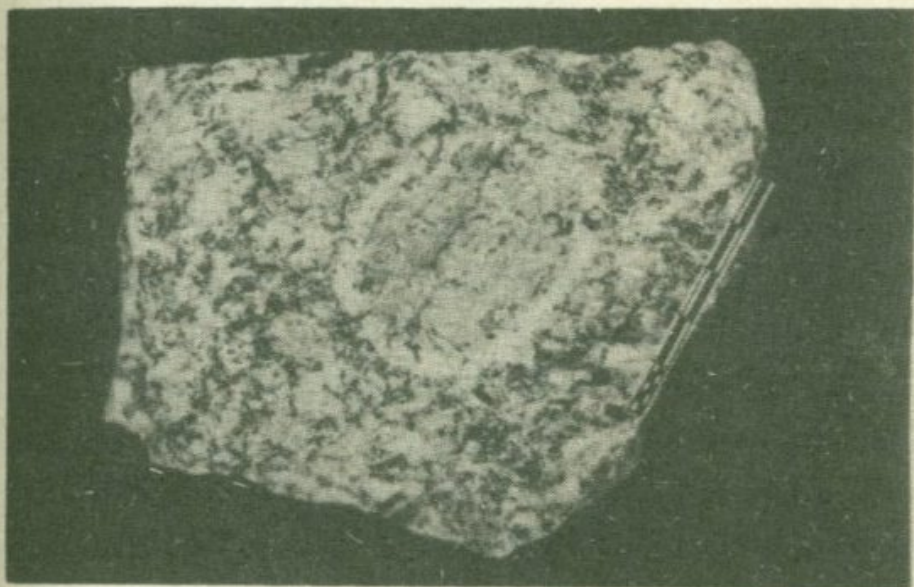


Рис.13.Образование каймы альбита вокруг зерен калишпата в порфировидных гранодиоритах. Штуф 1/2 нат.вел.



Рис.14.Выделение магнетита в хлоритизированном биотите. Ув.46, Ник.11.

Роговая обманка при изменении обычно замещается биотитом с переходом последнего в хлорит, который развивается и по биотиту с выделением магнетита (рис.14) и сфена.

Из приведенного выше описания видно, что во всех породах прослеживаются продукты в основном щелочного (натриевого) метасоматоза и низкотемпературной гидротермальной стадии автометасоматоза. В массивах, где глубина формирования небольшая (массив порфировидных гранитов и гранодиоритов) процессы автометасоматоза проявлены намного слабее и в меньшем объеме, чем в массиве, который формировался на большей глубине (породы габбро-монцонит-сиенитового комплекса).

Процессы железо-магнезиального метасоматоза в интрузивных комплексах

Процессы железо-магнезиального метасоматоза в различных интрузивных комплексах развивались различно. В габбро-оливинитовом комплексе пород и комплексе порфировидных гранитов и гранодиоритов процессы железо-магнезиального метасоматоза не установлены. Наибольшее развитие они получили в пределах распространения пород второго и третьего интрузивных комплексов.

В пределах северной эндоконтактовой полосы монцонитовой интрузии от самого контакта с интрузией порфировидных гранитов и далее на восток до восточного контакта монцонитового массива проявляются процессы амфиболизации и биотитизации, связанные с монцонитовой интрузивной фазой.

А м ф и б о л и з а ц и я - довольно широко распространенное явление метасоматического преобразования пород. Развивается в виде метасоматических прожилков, пятнистых и гнездообразных выделений амфибола (рис.15) не только в пределах монцонитовой интрузии Мегринского плутона, но и в Гехинском габбровом массиве. Это сравнительно высокотемпературный процесс, который протекал в основном после формирования контактовых роговиков, пегматитовых и аплитовых жил, но до внедрения некоторых даек основного состава, связанных с монцонитами, и накладывается на все более ранние магматические образования монцонитового интрузива.

Возрастные взаимоотношения амфиболовых прожилков с аплитами устанавливаются довольно достоверно (рис.15). Аплитовые жилы пересекаются амфиболовой минерализацией, которая участками раз-

вивается и по аплиту. Необходимо отметить, что в этой же полосе контактовых роговиков, где проявлена амфиболизация, отмечаются аплитовые жилы, образованные и после описываемых процессов железо-магнезиального метасоматоза. Очевидно, здесь могут быть выделены две генерации аплитов.

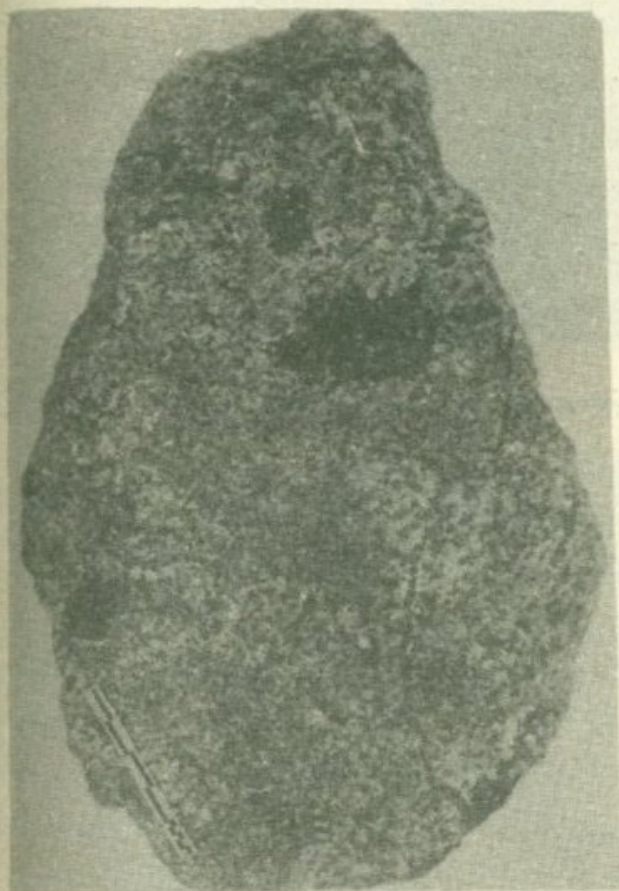


Рис.15. Амфиболизация монцонитов.
Штуф 1/2 нат.вел.

Б и о т и т и з а ц и я также широко проявилась в пределах монцонитов, где биотит образует прожилки, гнезда и гнездообразные скопления. Кроме того биотитизация накладывается и на дополнительные интрузии монцонитовой фазы - микромонцониты и микродиориты.

П и р о к с е н - п л а г и о к л а з о в ы е м е т а с о м а т и т ы развиты в пределах юго-западного контакта Мегринского плутона в монцонитах в виде прожилков гнезд и гнездообразных скоплений (рис.16).

А м ф и б о л - п л а г и о к л а з о в ы е м е т а с о м а т и т ы, имеющие довольно широкое развитие в пределах северного склона Баргушатского хребта, а также в басс.р.Гехи связаны с габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовым интрузивным комплексом.

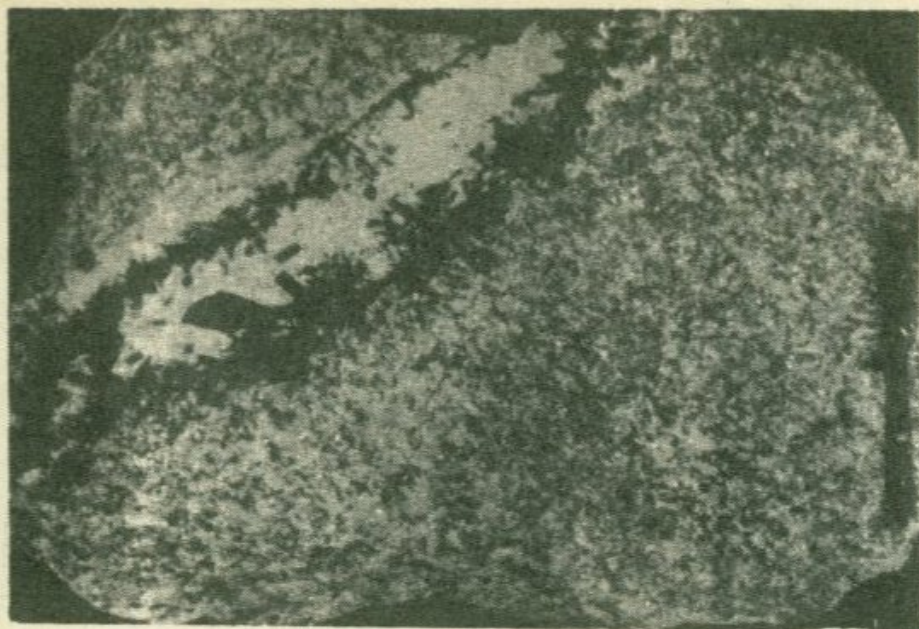


Рис. 16. Плагинклаз-пироксеновый метасоматический прожилок. Пироксен (черное) приурочен к зальбандовой части прожилка и развивается по вмещающим породам. Штуф нат. вел.

Локальное проявление этих метасоматитов отмечается и в ряде других пунктов на юге Мегринского плутона.

Плагинклаз-амфиболовые метасоматиты образовались в магматическую стадию в экзоконтакте гранитоидных интрузий, при метасоматическом замещении роговиков, образовавшихся за счет вмещающих вулканогенных пород. Эти образования известны в пределах контактовых ореолов Новшутского, Лернашенского, Сурбкарского и Ахлатянского массивов, отнесенных к III интрузивному комплексу. Время образования этих пород охватывает период с начала внедрения расплава до его полной кристаллизации. Об этом однозначно говорят факты пересечения указанных пород апофизами материнской интрузии (рис. 17). Слабая амфиболизация жильных гранитов, местами вообще не проявляющаяся, свидетельствует о продолжении выделения инфильтрационных растворов.

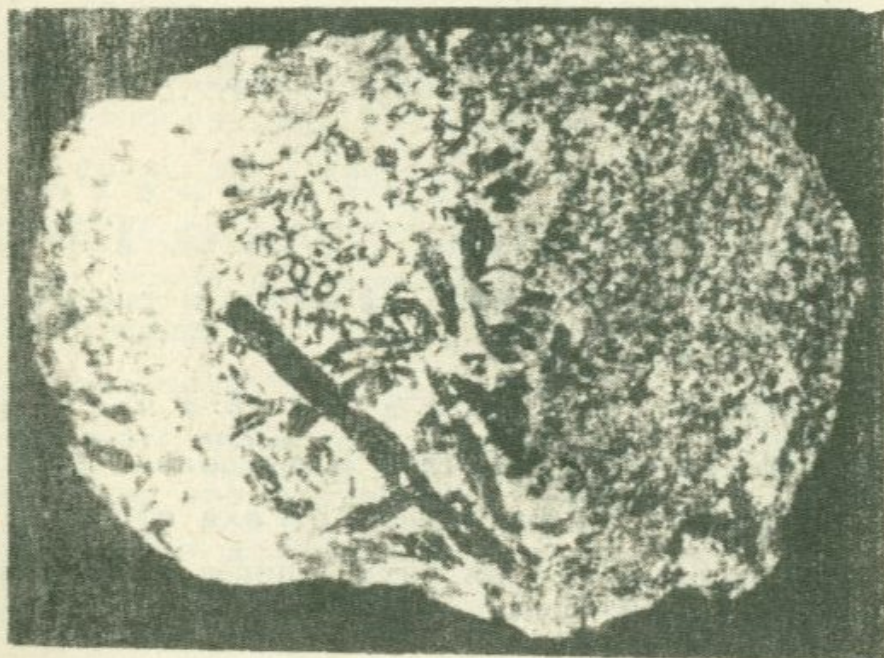


Рис. 17. Апофиза мелкозернистого гранодиорита в экзоконтактовых метасоматических породах. Сурбкар. Хорошо видна сложная такситовая структура. По О.П. Гуюмджяну.

Изучение плагиоклаз-амфиболовых метасоматитов и выделение их в группу метасоматических пород были проведены О.П.Гуюмджяном (1963, 1969).

Метасоматический характер этих пород устанавливается на основании ряда данных: это резкие и быстрые фациальные переходы на незначительных расстояниях с изменениями структурно-текстурных особенностей породы; широкое развитие явлений собирательной перекристаллизации, со свойственным для метасоматических пород стремлением к мономинеральности; резкие переходы метасоматических пород в неизменные вулканиты и их роговики; широкое развитие кристаллобластовых микроструктур, нередко в пределах одного образца, а также крайне неоднородный минеральный и химический состав этих пород (рис. 17, 18, 19).

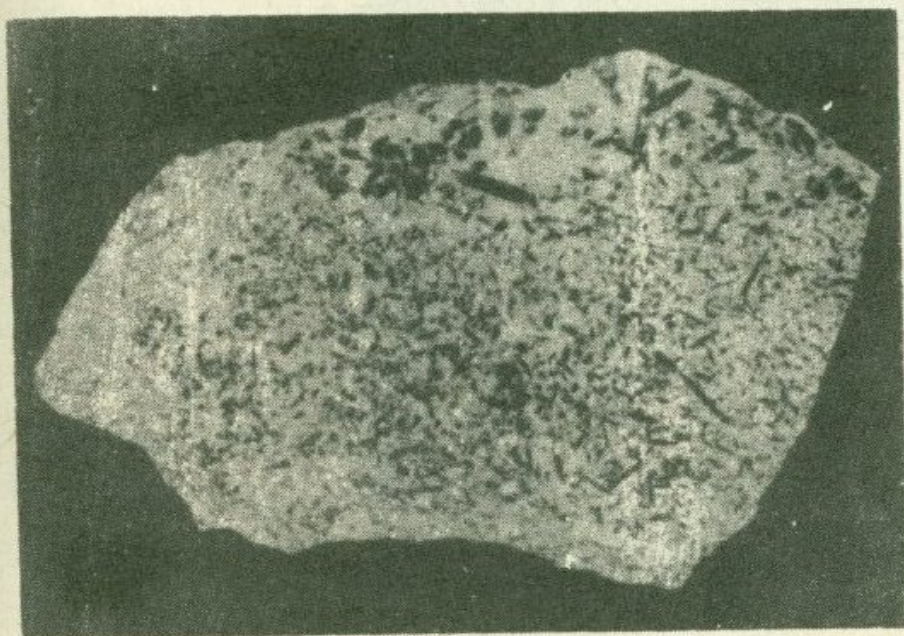


Рис. 18. Взаимоотношение кварцевого роговообманкового метамонцонита (крупнозернистый) с метагранодиоритом (мелкозернистый). Сурбнар. По О.П. Гуюмджяну.

Эта глава написана в основном по работам О.П.Гуюмджяна (1969) с отдельными дополнениями и уточнениями, основанными на данных полевых работ. Это относится и к Сурбнарскому массиву, для которого составлена новая схематическая зарисовка (рис. 10).

Сводная метасоматическая колонка амфиболовых апоэффузивных метасоматитов нормальной щелочности, согласно О.П.Гуюмджяну, имеет следующий вид:

0. Базальты, андезито-базальты плагиоклазовые и роговообманковые.

- 01. Роговики пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые.
- 1. Ро - горнблендит.
- 1а. Ро + Пл - горнблендит, плагиоклазовый горнблендит, роговообманковые метагаббро.
- 2. Пл + Ро + Кш - роговообманковые метагаббро, метадиорит, роговообманковый метамонцонит.
- 2а. Пл + Ро + Кв - кварцевый метадиорит.
- 3. Кш + Пл + Кв + Ро - метагранодиорит, роговообманковый метаадезелит, кварцевый роговообманковый метамонцонит и метасиенит.
- 00. Интрузивные гранодиориты и адезелиты.

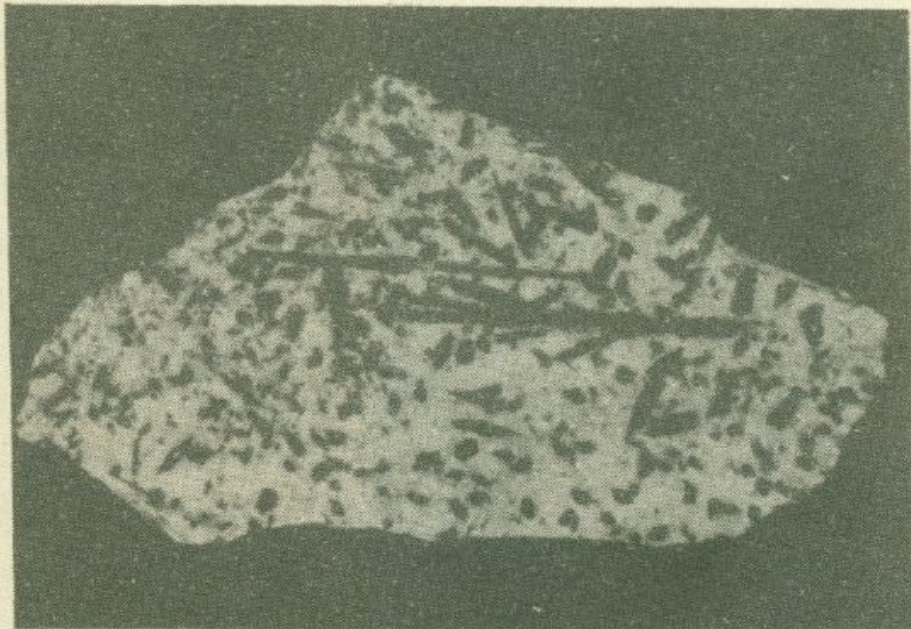


Рис. 19. Кварцевый роговообманковый метамонцонит. Сурбкар. По О.П. Гуюмджяну.

Следует отметить, что четвертая и пятая фации пород проявляются в виде секущих тел в породах предыдущих фаций, а также в карбонатных породах контактового ореола интрузивов.

Наибольшее развитие получили породы следующих минеральных парагенетических ассоциаций: роговая обманка+плагиоклаз и роговая обманка+плагиоклаз+кварц. Остальные зоны представлены небольшими гнездообразными, линзообразными и жилообразными телами размерами до 10-15 м.

Нами установлено при полевых изучениях, что амфиболовые метасоматиты развиваются не только за счет базальтов, но и при за-

мещении туфопесчаников и туфоалевролитов с образованиями тех же метасоматических фаций пород, что особенно наглядно проявляется на экзоконтактах Новшутского, Лернашенского и Сурбкарского массивов.

Н о в ш у т с к и й м а с с и в. Площадь массива равна 11,76 кв.км, из которых 1,25 кв.км приходится на долю метасоматических пород, развитых в юго-западном, меньше северо-восточном и юго-восточном экзоконтактах. Несмотря на строгую приуроченность амфибол-плагиоклазовых метасоматитов к вулканическим породам эоцена, не последнюю роль в их размещении играют и разрывные нарушения, обуславливающие их максимальное развитие.

Крупный блок амфиболовых метасоматитов северо-западного простирания по северо-восточному контакту интрузива, вдоль зоны агматитов, протягивающейся от ущ.р.Гехи до с.Таш-баш на расстоянии 4 км, приурочен к разрывным нарушениям северо-западного простирания. Ширина зоны колеблется от нескольких метров до 200-300м. Последние значения характерны для юго-восточной части и обусловлены, очевидно, сочетанием зон северо-западного простирания с широтными, протягивающимися по ущелью р.Гехи.

Аналогичные породы обнажаются по ущелью р.Дармазур за счет крупного ксенолита вулканических пород в интрузиве и приурочены к нарушениям широтного простирания. Более мелкие выходы пород обнажаются по ущ.р.Гехи, в районе с.Пирилу, встречаются на водоразделе рек Гехи и Дармазур у с.Таш-баш по западному контакту Новшутского интрузива.

Л е р н а ш е н с к и й м а с с и в. Наиболее широкое распространение плагиоклаз-амфиболовых метасоматитов отмечается в пределах Лернашенского массива, занимающего 80 кв.км, из которых 22 кв.км приходится на долю метасоматически преобразованных пород (рис.20). Метасоматическое происхождение этих пород впервые было доказано О.П.Гуюмджяном, а ассоциация экзоконтактовых метасоматических пород была названа им Дарабасским метасоматическим комплексом.

Как и для новшутских метасоматитов, здесь отмечаются случаи пересечения роговиков, метасоматических габбро и габбро-диоритов гранитоидами интрузива (Гуюмджян, 1969; Таян, 1967).

С у р б к а р с к и й м а с с и в. Петрография и минералогия этого массива изучались в свое время Т.Ш.Татевосяном (1966).

и О.П.Гуюмджяном (1965, 1969). Нами уточнено геологическое строение этого участка (рис.10).

Метасоматические породы Сурбкарского массива занимают около 1/4 поверхности, из них большая часть приходится на долю амфиболовых метасоматитов, которые отмечаются в эндоконтакте интрузива строго со стороны вулканогенных пород (рис.10). Наиболее развиты метасоматиты в северной части экзоконтакта, где есть основания предполагать пологое залегание контакта массива с падением в сторону вмещающих пород. Здесь же наиболее часто встречаются мономинеральные фации метасоматитов, представленные горнблэндитами.

Метасоматиты Ахлатянского граносиенитового массива (рис.20) также впервые упоминаются в работе О.П.Гуюмджяна (1969). Несмотря на то, что массив повсеместно прорывает породы андезито-базальтового состава, развитие метасоматитов отмечается на небольшом участке в его северо-восточном экзоконтакте. Представлен он метагаббро и метадиоритами, внешне весьма схожими с метасоматитами Сурбкарского, Новшутского и Лернашенского массивов. Здесь также отмечается наличие апофиз граносиенитов в метасоматитах.

Хдебанц. Породы аналогичного типа нами были обнаружены и на участке Хдебанц, в подземных выработках, в экзоконтакте интрузивных пород с порфиритами. Мощность их достигает 5-6 м.

Везувиановые кальцифиды также являются контактово-метасоматическими образованиями габбро-гранодиорит-граносиенитового комплекса.

Нальцифиды известны в экзоконтакте Сурбкарского гранитоидного массива (рис.10,21), прорывающего доломитовые известняки перми, а также по восточному контакту Новшутского интрузива с останцами верхнемеловых известняков у с.Сухан.

Мощность сурбкарских везувиановых кальцифидов достигает 20 м, при протяженности на 50-60 м, что отмечается главным образом по северному контакту главного Сурбкарского тела. Имеют следующий минеральный состав: кальцит - до 70-80% породы, везувиан - 7-10%, клинопироксен - 5-7%, оливин - 1-2%, доломит - 5-6%, волластонит 2-3%. Везувиановые кальцифиды были обнаружены на этом участке впервые Т.Ш.Татевосяном (1966) и отнесены им к скарновым образованиям. О.П.Гуюмджяном (1971, 1974) в них был найден везувиан.

В ходе настоящих работ были выявлены породы аналогичного состава по западному контакту Главного и восточному контакту Второго

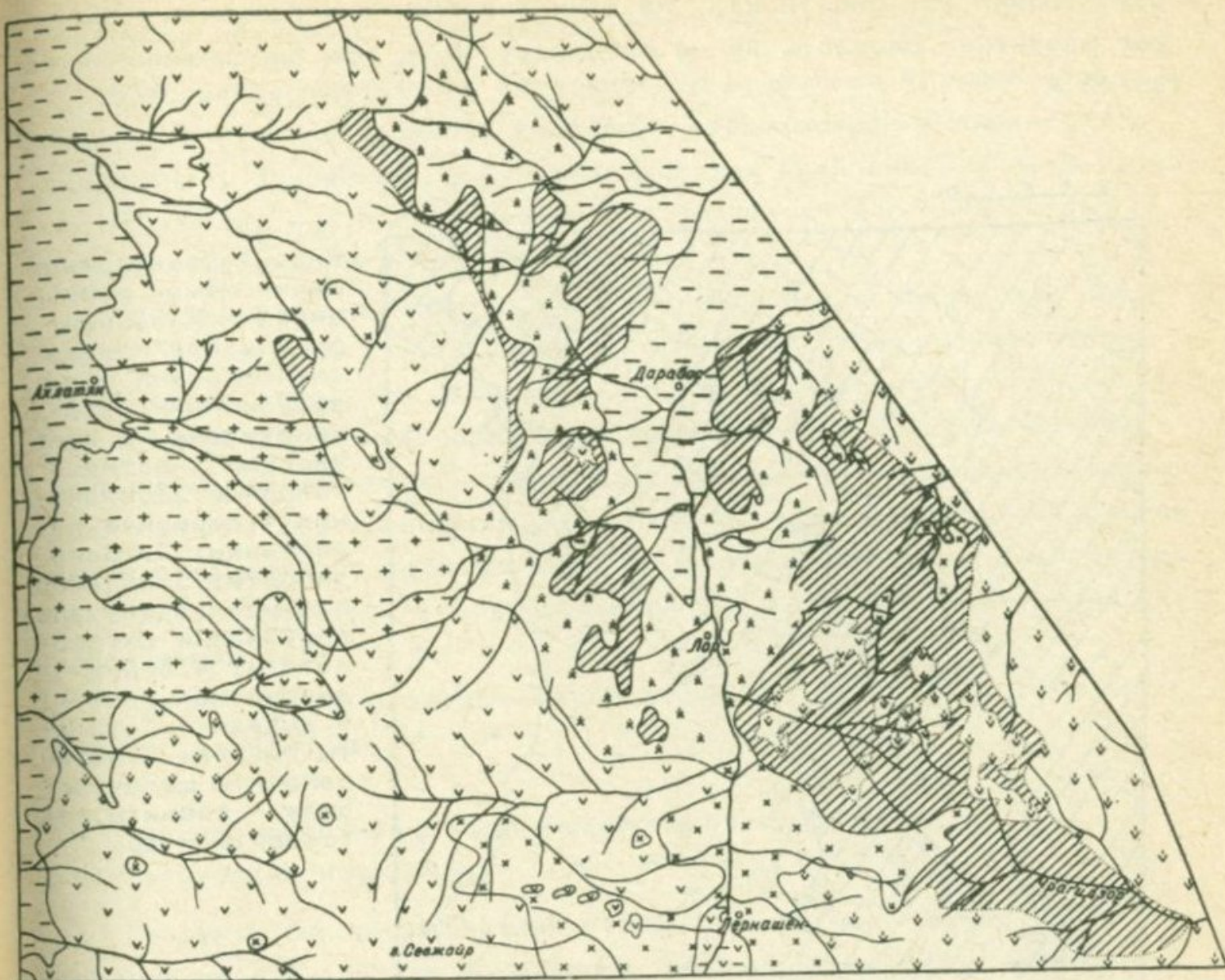


Рис. 20. Схема распространения плагиоклаз-амфиболовых апоэффузивных метасоматитов на северных склонах Баргушатского хребта (по О.П. Гуюмджяну).

Условные обозначения: 1. верхний плиоцен. Сисианская диатомитовая свита - диатомитовые глины, глинистые диатомиты, вулканические пески, песчаники; 2. средний эоцен. Кварцевые андезито-базальты (штоки); 3. средний эоцен. Гехакарская вулканогенно-осадочная толща: брекчиевидные базальты, андезито-базальты, андезиты; 4. средний эоцен. Арамаздская толща. Плагиоклазовые, амфибол-пироксеновые андезито-базальты, андезиты (рвущие тела гипабиссальной фации); 5. нижний эоцен. Зангезурская вулканогенная толща. Плагиоклазовые, роговообманковые, пироксеновые базальты, андезито-базальты, андезиты. Верхнеэоценовый интрузивный комплекс. 6. гранодиориты, кварцевые роговообманковые монцониты, кварцевые диориты; 7. кварцевые диориты; 8. граносиениты; 9. контактово-метасоматические образования верхнеэоценового интрузивного комплекса. Горнблендиты, метагаббро, метадiorиты, метамонцониты, метагранодиориты, метасиениты.

Сурбкарских тел (рис. 10, 21). На этих участках они получили меньшее развитие: мощность их не превышает 10 м, при прослеживании на 35-40 м.

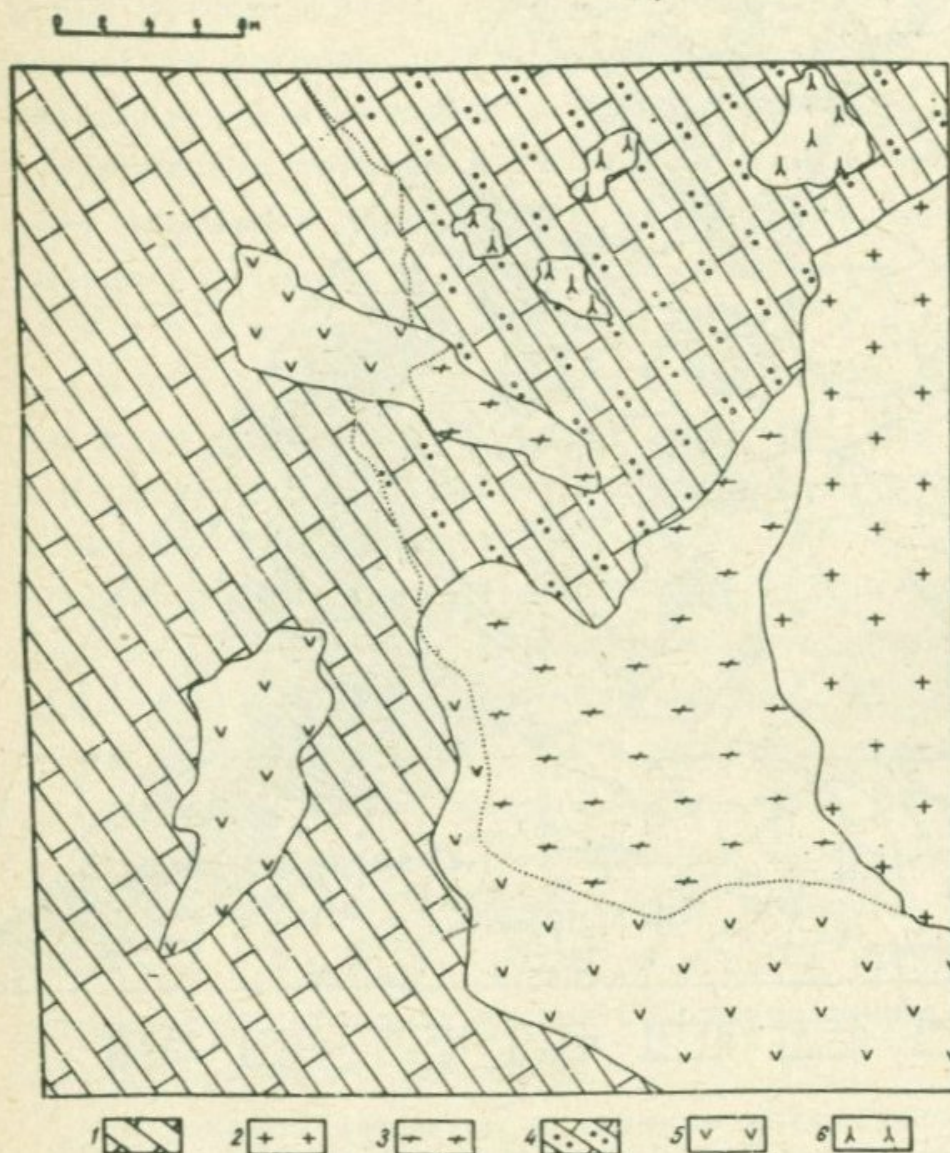


Рис. 21. Взаимоотношения между везувиановыми кальцифирами и плагиоклаз-амфиболовыми апоэффузивными метасоматитами на Сурбкарском участке. Условные обозначения: 1. пермские известняки; 2. гранодиориты; 3. амфибол-плагиоклазовые апоэффузивные метасоматиты; 4. везувиановые кальцифиры; 5. андезит-базальты эоцена; 6. метасоматиты щелочного ряда - сиениты, святоноситы и др.

Везувиановые кальцифиры у сел. Сухан образовались в контакте кварцевых диоритов с верхнемеловыми известняками. Мощность их до 10 м, протяженность обуславливается длиной выхода известняков.

Процессы железо-магнезиального метасоматоза в породах комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов проявлялись весьма спорадически.

На некоторых участках массива порфировидных гранодиоритов отмечаются струйчатые участки амфиболизации. Мощность таких амфиболизированных участков достигает 2-3 см при протяженности до 30-40 см.

Процессы щелочного метасоматоза в интрузивных породах

К процессам щелочного метасоматоза относятся калишпатизация, проявленная в интрузивных массивах габбро-монцонит-сиенитового комплекса, описанная О.П.Гульдзяном для Гехинского и Арамаздского массивов, и Н.А.Нарамьяном и Т.А.Аревшатыан для монцонитового массива Мегринского плутона.

Процесс этот приводит к развитию в габбро и монцонитах калиевого полевого шпата. В процессе замещения первичные минералы - плагиоклаз, пироксен и роговая обманка в виде реликтов сохраняются в идиобластах новообразованного калишпата. Масштабы проявления такой калишпатизации весьма различны - от нескольких квадратных сантиметров до нескольких десятков метров. Отмечаются случаи инфильтрационного метасоматоза при калишпатизации. В этом случае калишпатизированные породы образуют вытянутые в определенных направлениях тела.

Процесс калишпатизации сопровождается привнесением Si , K и выносом Fe , Mg и Ca .

5. Ранняя кислотная стадия метасоматоза пород магматических комплексов

Продукты ранней кислотной стадии постмагматических процессов, связанные с развитием магматизма Зангезурского рудного района, распространены ограниченно и связаны с формированием двух интрузивных комплексов: габбро-монцонит-сиенитового и габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового.

Продукты кислотной стадии метасоматических процессов габбро-монцонит-сиенитового комплекса

К указанным образованиям относятся турмалинизированные породы участков Ванк, Тагамир и Аткиз.

На Ванкском участке эти породы тесно связаны со штоком фазы "дополнительных интрузий" гранодиоритов. Здесь как сами гранодиориты, так и вмещающие монцониты подвержены турмалинизации и мусковитизации с образованием турмалин-мусковитовых грейзенов и мономинеральных турмалиновых прожилков.

На участке Тагамир турмалинизация развивалась исключительно по монцонитам. Здесь отмечаются также турмалинизированные породы,

окаймляющие кварцевые прожилки. Мощность таких турмалинизированных полос достигает 10 см, а по простиранию прслеживается на 5-10 м в северо-западном и северо-восточном направлениях.

Наконец, третьим пунктом проявления турмалинизированных пород габбро-монцонит-сиенитового комплекса является участок Аткиз в северной части Наджаранского рудного поля, в пределах которого отмечается наличие кварц-турмалиновых прожилков и жил. Турмалинизация развивается по аплитам и микромонцонитам, в которых образуются метасоматические прожилки и жилы с текстурами турмалинового солнца (рис.22) и гнезда неправильных очертаний.

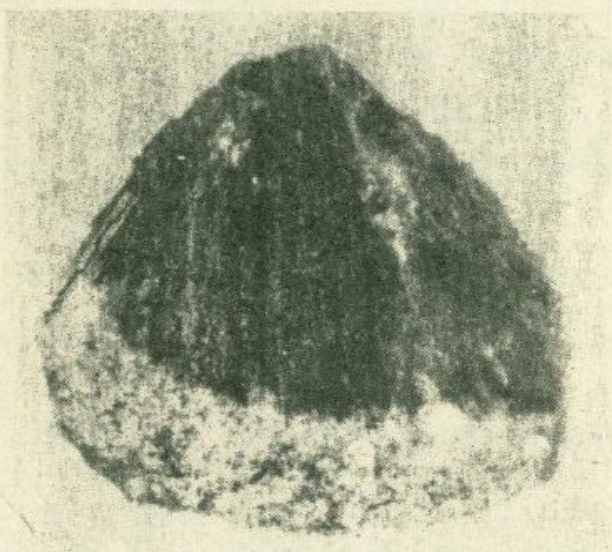


Рис.22.Метасоматическое турмалиновое солнце в монцонитах Аткизского участка.Штуф 1/2 нат.вел.

Грейзенизированные породы имеют спорадическое развитие в пределах монцонитового интрузивного массива. Грейзенизации подвержены аплитовидные породы, имеющие штоковидные очертания, размеры которых достигают в поперечнике 20 x 40 м.

Такие образования установлены в пределах Наджаранского рудного поля, а также сел.Калер, Тагамир и Таштун. Здесь грейзенизация развивается по лейкократовым гранодиоритам, представляющим собой дополнительные интрузии монцонитовой интрузивной фазы, и аплитовым штоковидным телам и дайкам.

Продукты кислотной стадии метасоматических процессов габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса

К указанным образованиям относятся мусковит-турмалиновые грейзены участка Аравус. На этом участке обнажается апикальная часть гранодиоритового интрузива, прорывающего вулканогенные отложения среднего эоцена. Площадь грейзенизации здесь достигает $0,5 \text{ км}^2$. В купольной части интрузива установлены прожилки и маломощные жилы кварца, мощностью до 50 см. Вмещающие породы подвержены интенсивной турмалинизации. По данным Э.Х. Гуляна (1977), на участках развития кварц-турмалиновых грейзенов отмечаются выделения топаза.

6. Процессы стадии предрудного кислотного выщелачивания

Этот генетический тип постмагматических процессов в пределах Зангезурского рудного района имеет достаточно широкое распространение. Для ранней стадии этого процесса с образованием пропилитов характерно преимущественно площадное распространение и редкие прожилки без видимой связи с крупными зонами дробления и региональными разрывными нарушениями.

Метасоматические же изменения более поздней стадии этого этапа характеризуются образованием вторичных кварцитов, в основном локализованных вдоль разрывных нарушений, а также проявившихся в пределах штоков малых интрузий гранодиорит-порфиров.

Пропилиты стадии предрудного кислотного выщелачивания пользуются широким распространением в пределах рудных полей и за их пределами. Необходимо отметить, что пропилитизация более интенсивно проявлена в породах основного состава - порфиритах, роговиках, монцонитах и слабее - в кислых разностях интрузивов - гранодиоритах, граносиенитах и др.

В пределах монцонитов Наджаранского рудного поля пропилиты проявлены как в виде метасоматических тел неправильного очертания, так и в виде маломощных эпидотовых прожилков, сопровождающихся каймой альбитизации. В интрузивном массиве порфировидных гранитоидов прожилки аналогичного состава альбитизацией не сопровождаются.

Установлены четкие взаимоотношения эпидотовых прожилков с

дайками гранодиорит-порфиров, которые их секут.

Возрастные взаимоотношения между пропилитами стадии предрудного кислотного выщелачивания и рудными прожилками однозначно доказывают ранний возраст образования первых.

На Дастанертском месторождении пропилитизация широко развита в контактовых роговиках и несколько слабее в гранодиоритах.

В пределах роговиков устанавливаются четкие возрастные взаимоотношения между амфиболовыми метасоматитами ранней щелочной стадии метасоматоза и эпидотовыми прожилками, которые отчетливо их секут (рис.23).

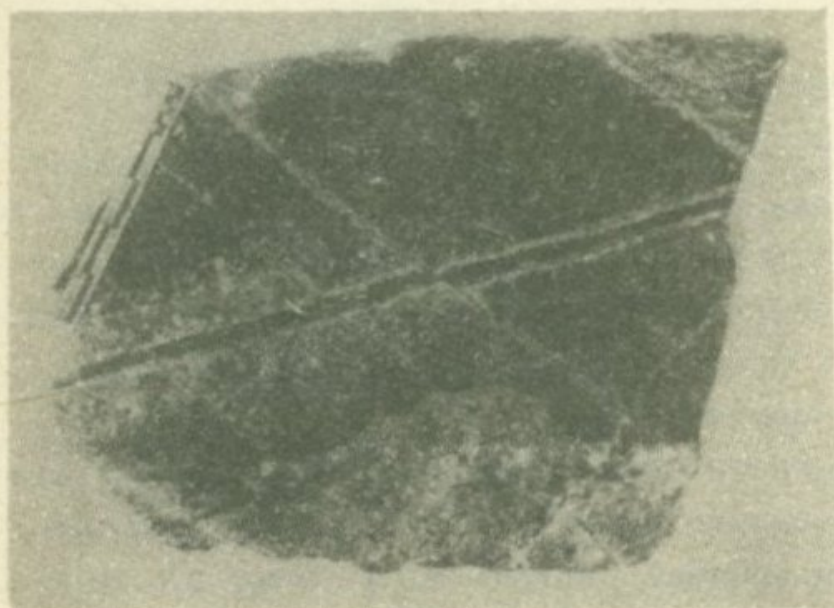


Рис.23. Возрастные взаимоотношения между амфиболовым прожилком (ранняя щелочная стадия метасоматических процессов) и эпидотовыми прожилками (пропилиты стадии предрудного кислотного выщелачивания). Эпидотовые прожилки секут и смещают амфиболовые. Нат. вел. Дастанертское месторождение.

В пределах Айгедзорского месторождения интенсивно пропилитизированы как породы среднего эоцена - останцы кровли интрузива, так и сами гранодиориты и многочисленные дайковые образования. Пропилитизированные породы образуют гнездообразные участки с эпидот-хлоритовой минерализацией. Наряду с этим широко развит пирит.

На Агаранском месторождении процессы пропилитизации также получили значительное распространение. Пропилитизированные породы образуют отдельные участки с развитием эпидот-альбитовой минерализации.

В пределах Джиндаринского месторождения пропилитизация проявилась главным образом в монцонитах, где процессами изменения охвачены главным образом темновесные минералы - роговая обман-

на, биотит, по которым развиваются эпидот и хлорит, что сопровождается новообразованиями рутила, сфена и магнетита.

Вторичные кварциты стадии предрудного кислотного выщелачивания широко развиты в пределах Зангезурского рудного района. Многочисленные зоны тектонических нарушений, а также зоны повышенной трещиноватости часто сопровождаются метасоматическими изменениями с развитием на отдельных участках фаций вторичных кварцитов.

Рассмотрим наиболее значительные участки проявления вторичных кварцитов в пределах Зангезурского рудного района.

На юге региона (Агаракское рудное поле) крупные выходы вторичных кварцитов приурочены к Нарчеванской зоне близмеридионального простирания. Метасоматические изменения вмещающих пород в пределах зоны достигают 200 м. Протяженность - около 2 км.

По количественному соотношению основных минералов, описываемые вторичные кварциты, относятся к серицит-кварцевой фации.

Второе значительное проявление вторичных кварцитов на рассматриваемом участке приурочено к тектонической зоне также близмеридионального простирания, наблюдаемой с перерывами на протяжении 8 км по дороге Агарак-Давазами. Мощность зоны 20 м.

В пределах Айгедзорского рудного поля наибольший интерес представляют Маралзаминская и Пушканская зоны предрудных метасоматитов.

Маралзаминская зона гидротермально измененных пород прослеживается в близмеридиональном - северо-западном направлении, на расстоянии до 1,5 км, при мощности более 10 м. Представлена серицит-кварцевой ассоциацией.

Зона у развалин с.Пуштак мощностью до 150 м протягивается в близширотном направлении на юге Айгедзорского месторождения до с.Вартанидзор. В районе развалин с.Пуштак (выше виноградников) наблюдается резкое увеличение мощности зоны метасоматитов, представленных серицит-кварцевой фацией вторичных кварцитов, содержащих корунд (до 5%).

Помимо отмеченных выходов, в пределах описываемого поля установлены предрудные площадные гидротермальные изменения андезит-базальтов на участке Тейского месторождения. Кварциты развиваются в останцах кровли интрузивов по многочисленным мелким системам опоряющих трещин преимущественно северо-восточного

простирается, в блоке, заключенном между швами Дебанлинского и Маралзаминского разломов.

Далее от северных флангов Айгедзорского рудного поля к развалинам с. Нор-Аревин прослеживается мощная зона вторичных кварцитов меридионального простираения. Падение зоны на запад под углом 65° , мощность до 25 м. Метасоматические изменения развивались по андезитам, габброидам и гранодиоритам. Представлены кварц-серицитовой фазией. Содержат корунд (до 8%), рутил (до 1%).

На описываемой территории представляет интерес также Тагамирская зона северо-западного (340°) простираения, прослеживаемая по р. Гёз-гёз, западнее развалин с. Тагамир. Мощность зоны до 10 м. Представлена кварц-серицитовой фазией кварцитов с рутилом (до 5%).

Все описанные выше участки развития пород фазии вторичных кварцитов приурочены к близмеридиональной Мегри-Тейской грабен-синклинальной структуре (Нарамян и др. 1976), шириной до 3,5 км. В целом наблюдается такая закономерность: проявления вторичных кварцитов приурочены в основном к разрывным нарушениям, ограничивающим грабен-синклинальную структуру с востока.

На юго-востоке региона мощные выходы вторичных кварцитов устанавливаются реже и представлены зонами с. Шванидзор, Хдебанца и Сыгьрт-Алидаринской.

Вторичные кварциты Шванидзора развиты севернее и северо-восточнее одноименного селения среди пород сиенитового состава. Простираются их широтное, реже северо-восточное ($25-30^{\circ}$), мощность до 3,5 м. Представлены серицит-кварцевой фазией.

Полоса гидротермально измененных пород мощностью до 25 м, приуроченная к зоне Хдебанцкого разлома, прослеживается в северо-западном (340°) направлении от с. Ньювади, на расстоянии более 15 км. Вторичные кварциты на юге развиваются по гранодиоритам и монцонитам и далее на север, через зону экзоконтакта Мегринского плутона, по вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям богацсарской толщи среднего эоцена.

Сыгьрт-Алидаринская полоса вторичных кварцитов (Ходжабагян, 1980) прослеживается вдоль юго-восточной приконтактной полосы Мегринского плутона с вмещающей метаморфизованной терригенно-осадочной толщей более чем на 15 км, при мощности 50-170 м. Сульфидное оруденение (вкрапленность пирита, магнетита, реже халькопирита) наложено на описываемые предрудные вторичные кварциты.

В целом рассматриваемые метасоматиты стадии предрудного кислотного выщелачивания, развитые на юге и юго-востоке региона, принадлежат к серицит-кварцевой минеральной фации, содержащей корунд. В связи с этим представляет интерес участок верховьев р. Малев, приуроченный к протяженной зоне северо-западного простирания. Здесь в районе развалин с. Абгяз во вторичных кварцитах установлен андалузит. Отмеченный минерал более характерен для метасоматитов, развитых в центральных районах региона (на север от широты сс. Личк-Таштун и южнее с. Гехи), описание которых будет дано ниже.

Полоса в различной степени метасоматически измененных пород прослеживается в широтном направлении от с. Таштун до развалин с. Налер на расстоянии более 15 км. Вторичные кварциты кварц-серицитовой фации в пределах зоны развиты по монцонитам, габброидам, а восточнее развалин с. Налер - по вмещающим вулканогенным образованиям.

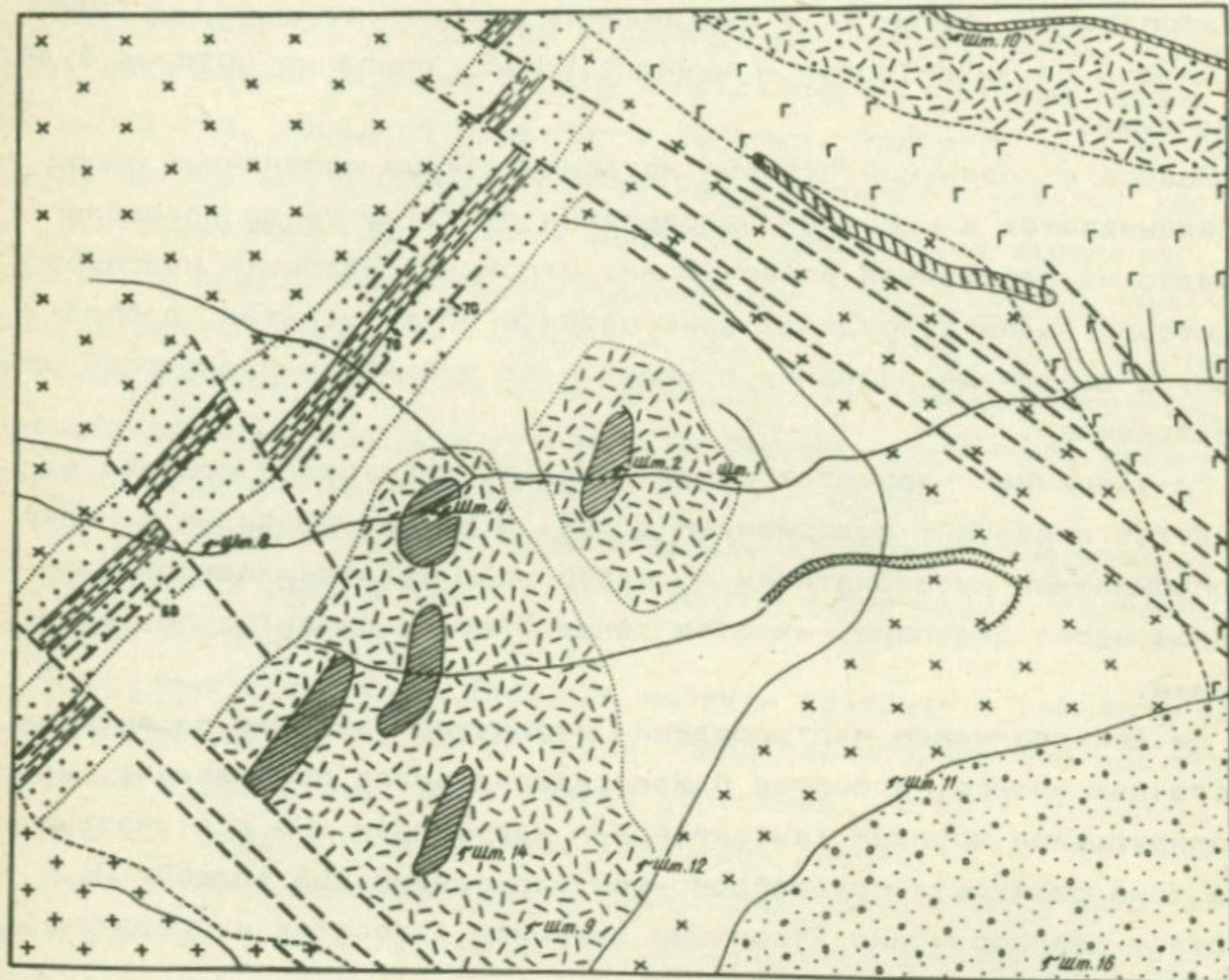
Во вторичных кварцитах среди пород монцонитового состава отмечается андалузит содержанием до 5%. В районе развалин с. Налер в описываемых метасоматитах по габброидам устанавливаются единичные зерна диаспора; имеются также участки развития позднего барита.

На Джиндаринском месторождении вторичные кварциты развиты на восточном фланге, в полосе близмеридионального простирания, контролирующей крупным тектоническим нарушением. На юге указанная зона перекрыта грубообломочной нор-аревинской толщей. По составу джиндаринские вторичные кварциты относятся к кварц-серицитовой фации (рис. 24).

Другой участок, где наблюдаются значительные по масштабам поля развития рассматриваемых метасоматитов, установлен в районе верхнего течения р. Гёз-гёз. Предрудным гидротермальным изменениям подверглись гранодиорит-порфиры Джбанда, позднего (четвертого) нижнемиоценового интрузивного комплекса.

Зона, прослеживающаяся у высоты Пулоц, вытянута в близмеридиональном направлении, с крутым падением (80°) на юго-запад и является одним из швов Дебаклинского разлома. Отмечаются участки кварц-серицитовых пород, содержащих корунд (до 1%).

Предрудные метасоматические образования имеют широкое развитие и в пределах Наджаранского рудного поля, где выделяются



Условные обозначения

- | | |
|--|--|
| Аллювиальные отложения | Вторичные кварциты |
| Кварц содержащие габбро-диориты | Гидротермально измененные гранодиорит-порфиры с промышленным оруденением |
| Среднезернистые гранодиориты | Участки интенсивно оруденелых измененных пород с содержанием Si > 1% |
| Гранодиорит-порфиры слабо измененные со слабым вкрапленным оруденением | Зона интенсивно карбонатизированных пород |
| Порфировидные гранодиориты | Гидротермально измененные каолинизированные породы |
| Дайки диорит-порфиров | Тектонические нарушения |

Рис. 24. Схематическая геолого-структурная карта Джиндаринского месторождения.

Метасоматические изменения на участке Ширин-су развиваются по породам монцонитового состава и дайковым образованиям II этапа. В целом поля гидротермально измененных пород и зоны вторичных кварцитов прослеживаются в широтном направлении согласно преобладающему простиранию дайковых пород и разрывных нарушений на этом участке; мощность отдельных зон вторичных кварцитов достигает 6-8 м. Описываемые вторичные кварциты преимущественно представлены монокварцитовой фацией с незначительным содержанием корунда. В отдельных шлифах установлены единичные зерна диаспора.

Зона Лернадзорского разлома прослеживается в восточном экзо-контакте Мегринского плутона (восточнее одноименного селения) в северо-западном (330°) направлении на расстоянии более 10 км, мощность до 300 м. Гидротермальные метасоматические изменения развиваются по терригенным отложениям даний-палеоцена и прорывающим их липаритам и дацитам (рис.25).

Вторичные кварциты описываемой зоны соответствуют кварц-андалузит-серицитовой фации. Они характеризуются довольно сложным набором минералов, среди которых, кроме андалузита, серицита, кварца, установлены корунд, каолинит, барит, халькопирит, молибденит, рутил, циркон, а также мелкие зерна гранатов.

Многочисленные выходы вторичных кварцитов отмечаются среди вулканогенно-осадочных образований других участков Вохчинского разреза Наджаранского рудного поля. Отмеченные вторичные кварциты представлены серицит-кварцевой фацией, со значительным содержанием серицита (до 20%). В преобладающем большинстве шлифов отмечается корунд (до 1,5-2%) размером до 0,2 мм, реже каолинит.

Вторичные кварциты участка "Сахарная голова" в верховьях р.Давачи формировались в сложной геологической обстановке. Значительные площадные метасоматические изменения наблюдаются здесь на стыке двух крупных тектонических структур - зоны Дебаклинского разлома (висячий блок) и зоны широтного разлома левобережья р.Вохчи (рис.26).

Вторичные кварциты на описываемом участке развиваются по двум разновидностям пород: вулканогенным и интрузивным. Среди первых рассматриваемые метасоматические образования выражены линейно вытянутыми зонами, мощностью до 10-12 м, развивающимися согласно простиранию вышеотмеченной зоны левобережья р.Вохчи. Представлены монолитными ожелезненными вторичными кварцитами серицит-кварцевой фации.

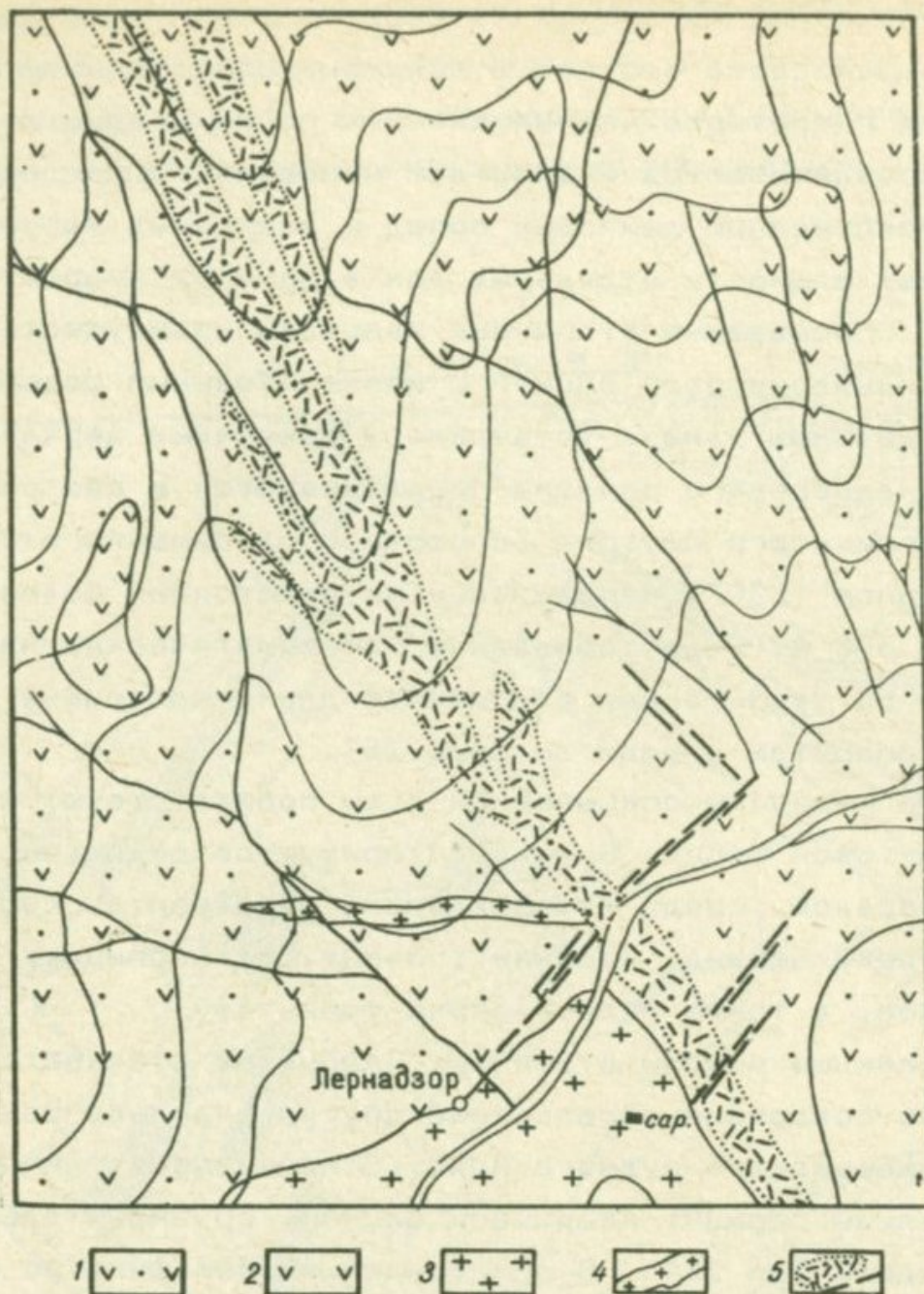


Рис.25.Схематическая карта Лернадзорского участка Каджаранского рудного поля (по Р.Н.Таяну).

Условные обозначения: 1.вулканогенно-осадочные породы даний-палеоцена; 2.рвущие тела дацитов; 3.монзониты; 4.дайки гранодиорит-порфиров; 5.а-вторичные кварциты,б-разрывные нарушения.

Другой крупный выход вторичных кварцитов - "Сахарная голова", на этом участке представлен ноздреватыми (в результате выветривания крупных до 3-3,5 см фенокристаллов полевого шпата) породами. Процессу предрудного кислотного выщелачивания здесь подверглось, по-видимому, крупное штокообразное тело гранодиорит-порфиров, мощностью более 200 м и протяженностью более одного километра.

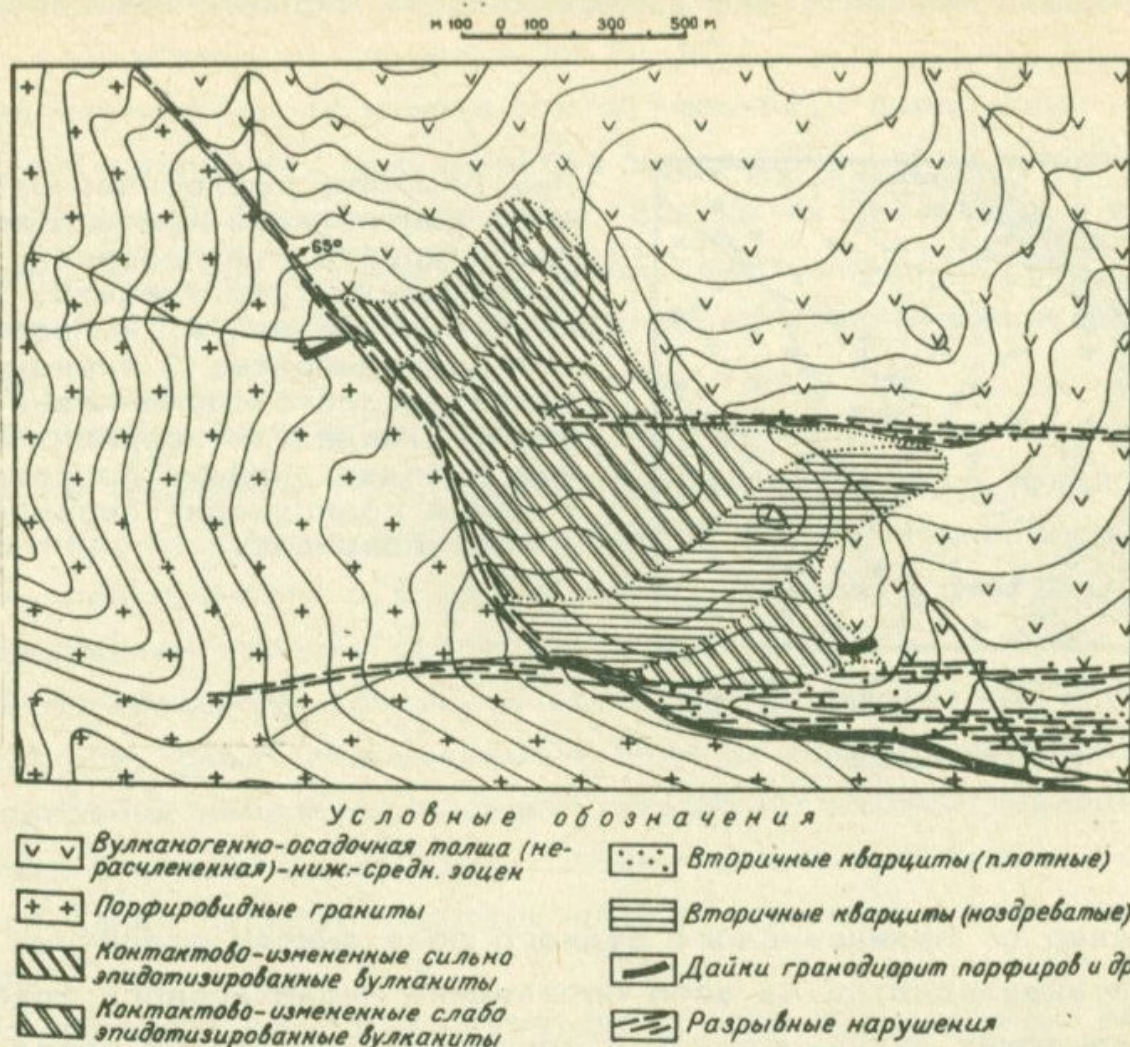


Рис.26. Схематическая геолого-структурная карта Верхне-Давачинского участка Наджаранского рудного поля.

Выходы вторичных кварцитов Капутджихского участка Наджаранского рудного поля расположены в среднем течении р. Капутджих (верховья р. Вохчи). Мощное поле прерудных метасоматических образований развивается в экзоконтакте порфиоровидных гранитов и гранодиоритов по ороговикованным вулканогенно-осадочным породам и частично по гранодиоритам предшествующего III интрузивного комплекса Мегринского плутона. Участок расположен на пересечении разноориентированных тектонических разрывов, наиболее значительные из которых - продолжение Вохчинской зоны (зоны левобережья р. Вохчи) и крупной Яйджи-Капутджихской разрывной структуры северо-восточного простирания. На продолжении последней, на территории Нахичеванской АССР, расположены Парагачайское медно-молибденовое месторождение и месторождение андалузита во вторичных кварцитах, описанные С.А. Мовсисяном (1939) (рис.27).

Среди описываемых нами вторичных кварцитов Капутджихского

участка можно выделить две разновидности: серицит-кварцевую и серицит-кварц-андалузитовую.

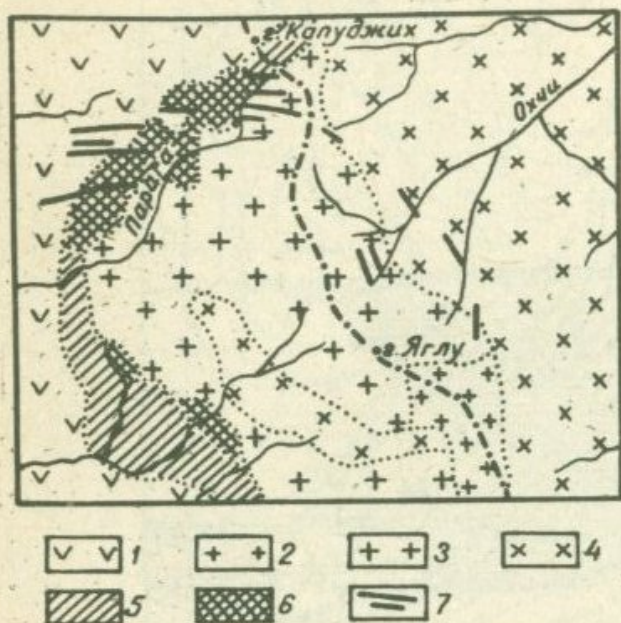


Рис. 27. Схема геологического строения центральной части Зангезурского хребта (С. А. Мовсисян, 1939): 1. Порфиры, туфы, туффиты; 2. монзониты; 3. банатиты; 4. Порфировидные гранодиориты; 5. серицит-полевошпатово-роговообманковые роговики; 6. андалузит-серицит-кварцевые и андалузитовые роговики; 7. дайки гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров.

На север от Наджаранского рудного поля выходы вторичных кварцитов устанавливаются на всем протяжении Пирамсарского хребта среди вмещающих вулканогенных и терригенно-осадочных пород верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Представляют интерес явления, когда описываемые метасоматические процессы протекают избирательно по дайкообразным телам вулканитов нижнего эоцена, рвущих древние терригенно-осадочные толщи. Такие явления наблюдаются в пределах Шишкерт-Тейской горст-антиклинальной структуры, на Пирамсарском хребте. Здесь на участке выхода филлитов крупные тела андезито-базальтов подверглись предрудным гидротермальным изменениям, тогда как терригенные отложения обнаруживают лишь следы интенсивного динамометаморфизма. Широтная ориентировка сланцеватости в филлитах на описываемом участке полностью подчинена простиранию дайкообразных тел, что дает основание предположить о формировании их до отмеченных процессов динамометаморфизма.

Вторичные кварциты описываемого участка представлены серицит-кварцевой фацией. Встречаются каолинит и ярозит.

На южном склоне Баргушатского хребта и по ущелью р. Гехи отмечаются отдельные выходы вторичных кварцитов, приуроченные к близмеридиональным, северо-западным и близширотным разрывным нарушениям. Развиваются они как по вулканогенным, так и по ин-

трузивным породам. Повсеместно представлены серицит-кварцевой фацией (с содержанием серицита до 10-12%).

Значительны по масштабам и протяженности предрудные метасоматические изменения, приуроченные к Сари-Даринской близмеридиональной зоне в верховьях р. Гехи. Выходы их развиваются кулисообразно, в целом параллельно левой составляющей р. Гехи. Для описываемых вторичных кварцитов характерно слабое развитие серицита (до 2%).

На северо-востоке региона крупные выходы вторичных кварцитов известны (Межлумян, 1973) вдоль северного контакта Арамаздского интрузива. Прослеживаются они около 2 км в близширотном направлении, при мощности 0,5 км. Вторичные кварциты развиваются по вулканогенным породам сраберд-таксарской свиты.

По минеральному составу и соотношению ведущих минералов Г.Б. Межлумяном, среди описываемых вторичных кварцитов, выделяются две основные минеральные фации: андалузит-серицит-кварцевая и серицит-андалузит-кварцевая. Помимо отмеченных фаций, устанавливаются также серицит-андалузитовая, кварцевая и силлиманит-кварцевая.

На северном склоне Баргушатского хребта предрудные метасоматические изменения наиболее интенсивно проявились на юго-западе территории, на Аревисском участке. Здесь площадные выходы (более 1 км²) вторичных кварцитов приурочены к протяженной Алинжачай-Сисианской (Таян и др., 1976) тектонической зоне повышенной трещиноватости и участкам пересечения ее с северо-западными зонами разрывов. Вторичные кварциты кварц-серицитовой фации развиваются здесь по терригенно-осадочным, интрузивным и дайковым породам.

Для описываемых вторичных кварцитов характерны алунит (до 5%), корунд, рутил и ярозит. Отмечается также наличие турмалина во вторичных кварцитах по андезито-дацитам и гранодиоритам.

То, что вышеописанные вторичные кварциты по времени образования являются более молодыми образованиями, чем ранее описанные пропилиты, устанавливается наложением зон вторичных кварцитов на поля развития пропилитов, а также наличием остатков эпидота и хлорита во вторичных кварцитах.

7. Околотрещинный метасоматоз, сопровождающий процесс оруденения

Согласно исследованиям Д.С.Коржинского (1953) под околотрещинным или околорудным метасоматозом подразумевается изменение и замещение боковых пород вдоль зальбандов.

Околорудноизмененные породы, образующиеся одновременно с процессом оруденения, как правило, наблюдаются в ближайшем ореоле рудных тел и интенсивность их изменений зависит от минерального состава последних, литологических особенностей, а также от физико-механических свойств, и прежде всего от степени пористости и трещиноватости вмещающих пород.

Схема развития околорудного изменения вмещающих пород на медно-молибденовых месторождениях увязана со стадиями минерализации (рис.28).

Согласно приведенной схеме каждая стадия минерализации, либо минеральная ассоциация, сопровождаются характерным типом околорудного изменения. На схеме видно также, что интенсивность изменения для наиболее ранних минеральных ассоциаций сравнительно небольшая. Максимальные изменения характерны для средних стадий минерализации.

Наиболее характерными изменениями вмещающих пород, связанными с процессами рудоотложения, являются: калишпатизация, биотитизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация, халцедонизация и каолинитизация.

К а л и ш п а т и з а ц и я является наиболее ранним и высокотемпературным типом изменения вмещающих пород, проявляющимся в пределах рудных полей. На Каджаранском месторождении она развивалась в период формирования как кварц-магнетитовой, так и собственно кварц-полешпатовой стадий.

Наиболее интенсивная калишпатизация связана с кварц-полевошпатовой стадией. Она характеризуется площадным распространением и является результатом инфильтрационного метасоматоза, проявляясь иногда в виде оторочек вдоль полевошпатовых жил и прожилков. Мощность зон калишпатизации достигает 100 м.

На Агаранском месторождении калишпатизация вмещающих пород имеет спорадическое развитие. В калишпатизированных породах нередко отмечаются реликты совершенно неизмененных пород, а также участки вторичных кварцитов.

НАДЖАРАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

АГАРАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ДАСТАНЕРТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления	Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления	Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
1 Кварц-магнетитовая	Полевшипатиз	—	1 Магнетитовая	Не проявляется	—	1 Кварц-магнетитовая	Не проявляется	—
2 Кварц-полевошпатовая	Полевшипатиз	—	2 Полевшипатовая	Полевшипатиз	—	2 Полевшипат-кварц-халькопид	Полевшипатиз	—
3 Кварц-молибденитовая	Серицитизация	—	3 Кварц-безрудная	Не проявляется	—	3 Кварц-молибденит-халькопид	Серицитизация	—
4 Кварц-молибденит-халькопидовая	Серицитизация	—	4 Кварц-молибденитовая	Не проявляется	—	4 Кварц-молибденит-халькопид	Серицитизация	—
5 Кварц-халькопидовая	Серицитизация	—	5 Кварц-халькопидовая	Серицитизация	—	5 Кварц-пиритовая	Серицитизация	—
6 Кварц-пиритовая	Серицитизация	—	6 Кварц-пиритовая	Серицитизация	—	6 Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—
7 Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—	7 Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—	7 Азобандитовая	Не проявляется	—
8 Кварц-карбонатная	Карбонатизация	—	8 Кварц-карбонатная	Не проявляется	—	8 Карбонатная	Карбонатизация	—
9	Коалитизация	—						
10 Гипсово-хальцедоновая	Хальцедонизация	—						
11 Ангидрит-гипсовая	Огипсование	—						

АЧКСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АЙГЕДЗОР-АЧКВАЗ-ТЕЙ

Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления	Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
1 Магнетит-биотитовая	Биотитизация	—	1 Кварц-молибденит-халькопид	Серицитизация	—
2 Кварц-борнит-халькопидовая	Окварцевание	—	2 Кварц-халькопидовая	Серицитизация	—
3 Кварц-молибденитовая	Серицитизация	—	3 Кварц-пиритовая	Серицитизация	—
4 Кварц-молибденит-халькопид	Серицитизация	—	4 Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—
5 Кварц-пиритовая	Серицитизация	—	5 Кварц-арсенопиритовая	Не проявляется	—
6 Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—	6 Карбонатная	Карбонатизация	—
7 Кварц-карбонатная	Карбонатизация	—	7 Ангидрит-гипсовая	Не проявляется	—
8 Кварц-хальцедоновая	Не проявляется	—			
9 Ангидрит-гипсовая	Не проявляется	—			

Рис.28. Схема развития околорудноизмененных пород на медно-молибденовых месторождениях Зангезурского рудного района.

Кварц-полевошпатовые изменения в пределах Дастакертского месторождения пользуются сравнительно широким распространением и развиты на Центральном участке в пределах роговиков. Контролируются трещинами отрыва в основном северо-западного и северо-восточного простираний.

При переходе рудоносных структур, сопровождающихся полевошпатизацией в гранодиориты, резко меняется тип окolorудного изменения. Вместо калишпатизации здесь в гранодиоритах отмечается уже окварцевание.

Биотитизация также является одним из ранних и высокотемпературных процессов окolorудного изменения. Имеет весьма ограниченное распространение и отмечается на Джиндаринском и Наджаранском месторождениях. На Джиндаринском месторождении биотитизация проявляется вокруг метасоматических гнездообразных выделений магнетита.

На Наджаранском месторождении биотитизация проявляется неоднократно. Сравнительно слабо отмечается вдоль кварцевых прожилков в монцонитах (рис.29) и дайках микромонцонитов.

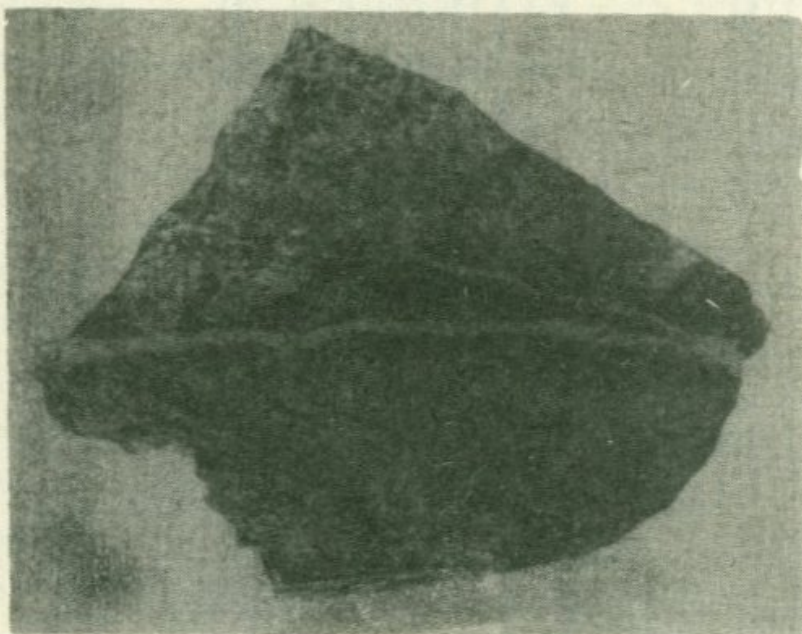


Рис.29. Развитие биотита вдоль кварцевых прожилков. Наджаранское месторождение. Нат. вел.

Среди кварц-сульфидных прожилков, пересекающих дайки микромонцонитов и сопровождающихся ореолом биотитизации, отмечаются прожилки почти всех продуктивных стадий минерализации (кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая).

Интенсивная биотитизация характерна и для более поздних внутриминерализационных даек Наджаранского месторождения, по составу отвечающих кварцевым сиенит-порфирам. В этом случае биотитизация связана, очевидно, с процессами автометаморфизма.

О к в а р ц е в а н и е вмещающих пород, сопутствующее медной минерализации, характерно для Дастакертского месторождения, где при переходе рудоносных структур из роговиков в гранодиориты в последних вместо калишпатизации отмечается окварцевание. Такая смена типа околорудного изменения в зависимости от химизма вмещающих пород согласно Д.С.Норжинскому (1953) связана с повышением щелочности растворов в более основных разностях (роговиках).

Наиболее интенсивно окварцевание проявлено на Джиндаринском месторождении, где оно тесно связано с одной из наиболее ранних стадий гидротермального процесса - кварц-халькопирит-борнитовой.

К в а р ц - с е р и ц и т о в о е и з м е н е н и е широко проявляется при околорудном изменении вмещающих пород и имеет важное значение на всех медно-молибденовых и золото-сульфидных месторождениях Зангезурского рудного района.

Как видно из схемы (рис.28), кварц-серицитовое изменение на медно-молибденовых месторождениях характерно для ряда минеральных ассоциаций: кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой, кварц-сфалерит-галенитовой. Исключение составляет Дастакертское месторождение, где это изменение характерно и для кварц-молибденит-халькопиритовой минеральной ассоциации.

Ореол серицитизации вокруг рудоносных прожилков развивается значительно интенсивней в более основных породах: в монцонитах Наджаранского месторождения он получает большее развитие, чем в гранодиорит-порфирах Агаракского (рис.30 и 31).

Такая же картина отмечается в породах с различными физико-механическими свойствами. В породах с более высокой пористостью ореол кварц-серицитового изменения намного превышает ореол изменения в породах с меньшей пористостью. Примером этого являются слабые изменения в дайках порфиров Наджаранского и Агаракского месторождений.

К а р б о н а т и з а ц и я является характерным типом изменения вмещающих пород медно-молибденовых месторождений. Проявляется в виде ореола вдоль относительно крупных карбонатных жил и прослеживается обычно на расстоянии 25-30 см от контакта последних

них. В зонах частого прожилкования отмечается площадная карбонизация, обусловленная слиянием ореолов отдельных прожилков.

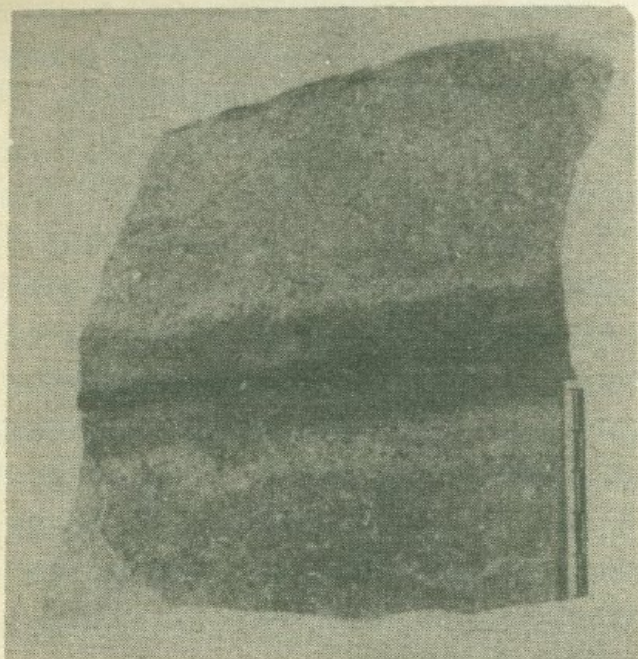


Рис. 30. Ореол кварц-серицитового изменения в штоке гранодиорит-порфира вдоль халькопиритового прожилка. Агаракское месторождение. Нат. вел.

А д у л я р и з а ц и я. Адуляризация проявляется спорадически и отмечена лишь на Каджаранском месторождении в минерализованной дайке сиенит-порфира, на участках при пересечении дайки кварц-халькопиритовыми и кварц-пиритовыми прожилками.

Х а л ц е д о н и з а ц и я вмещающих пород установлена только на Центральном участке Каджаранского месторождения и проявляется по крупным гранодиорит-порфировым дайкам.

Н а о л и н и з а ц и я проявляется в пределах рудных полей широко и занимает местами значительные площади. Площади каолинизированных пород тесно связаны с крупными зонами дробления и полями развития даек. На Каджаранском месторождении каолинизированные породы развиваются вдоль крупных даек гранодиорит-порфиров, а также вдоль мощных жил и рудоносных штокверковых зон, образуя протяженные участки измененных пород. Некоторые исследователи рассматриваемую каолинизацию относят к гипергенным процессам, обусловленным просачиванием поверхностных вод вдоль минерализованных зон плоскостей даек и крупных нарушений. Увеличение площадей каолинизированных пород с глубиной, экранирование их поло-



Рис.31. Ореол кварц-серицитового изменения вокруг пиритового прожилка. Наджаранское месторождение. 1/2 нат.вел.

гими структурами и дайками позволяют сделать вывод о гипогенном происхождении каолинизации.

У. ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИТОВ

Петрографическое описание метаморфических и метасоматических пород Зангезурского рудного района дается в той очередности, в которой породы рассматриваются в главе "Геологические условия формирования метаморфических и метасоматических пород."

1. Региональные пропилиты

Региональные пропилиты в пределах Зангезурского рудного района получили большое площадное развитие и фактически охватывают всю эоценовую вулканогенную толщу.

Так как макроскопически пропилитизированные порфириды выглядят совершенно одинаково, выделение фаций пропилитизированных пород проведено на основании петрографического изучения шлифов, в результате чего выделяются фации: актинолит-эпидотовая, хлорит-эпидотовая и низкотемпературная хлоритовая с цеолитом, карбонатом и альбитом. Вследствие огромного распространения эоценовых вулканогенных пород на территории Зангезура, сложного сочетания вулканогенно-осадочных, эффузивных и субэффузивных пород, выделение отдельных зон с устойчивыми минеральными ассоциациями, или восстановление метасоматической колонки, крайне затруднительно. Этому препятствует также приуроченность отдельных площадей и зонам тектонической трещиноватости, вследствие чего наложение околотрещинной низкотемпературной минерализации на пропилиты маскирует зональность, присущую им. В целом могут быть выделены отдельные участки с преобладающим развитием тех или иных фаций пропилитов. Так, наиболее высокотемпературные пропилиты актинолит-эпидотовой фации прослеживаются в центральной части восточного блока Баргушатского хребта. Пропилиты хлорит-эпидотовой фации встречаются на юге Зангезура, а низкотемпературные альбит-

хлорит-кальцитовый фации распространены на западных склонах северного Баргушата.

Эпидот - актинолитовая фация, как наиболее высокотемпературная фация пропилитов, накладывается на ранние по возрасту образования эоценовой вулканогенной толщи, они же являются наиболее измененными. Структура эффузивных пород порфировая, в интенсивно измененных разностях бластопорфировая.

В слабоизмененных разностях плагиоклаз сохраняет первоначальный состав, либо обнаруживает слабую деанортитизацию, сохраняются реликты темноцветных во вкрапленниках и в основной массе.

Структура основной массы апогиалопилитовая, апоинтерсертальная, аподиабазовая и аопилотакситовая, с замещением темноцветных минералов и стекла основной массы актинолитом и эпидотом. Плагиоклаз встречается в виде лейст микролитов или призматических зерен и деанортитизирован. Кроме этих минералов, часто, но в незначительном количестве, присутствуют лейкоксен, карбонат и кварц. При интенсивном изменении породы плагиоклаз нацело замещается агрегатом зерен эпидота, с незначительной примесью хлорита, а фенокристаллы цветных минералов - агрегатом волокнистого, слабо плеохроирующего актинолита. Оптические показатели актинолита: $-2V=78-80^\circ$, $c:N_g=17-20^\circ$, $N_g - N_p=0,023-0,028$. Структура основной ткани приобретает фибробластовый и фиброгранобластовый характер. В наиболее сильно пропилитизированных породах появляются эпидотовые и кварц-эпидотовые прожилки, зальбанды которых сложены кварцем, эпидотом, хлоритом, карбонатом и в некоторых случаях импрегнированы пиритом. Чаще всего, однако, вокруг таких прожилков отмечается ореол эпидотизации.

Эпидот - хлоритовая фация пользуется в районе широким распространением. В породах этой фации исчезает актинолит. Структура породы в слабоизмененных разностях реликтовая, порфировая, в редких случаях бластопорфировая, с гранобластовой структурой основной ткани. Плагиоклаз деанортитизирован. Цветные минералы замещаются хлоритом с образованием полных псевдоморфоз замещения. Такие образования часто оторачиваются по контуру зернышками лейкоксена. Пироксен (судя по характерным поперечным разрезам псевдоморфоз) и роговая обманка замещаются карбонатом с примесью хлорита.

В слабоизмененных разностях порфиритов основная масса хлори-

тизирована, с частичной сохранностью первичной структуры: в сильно измененных разностях основная ткань представляет собой кварц-хлоритовый агрегат, по которому на отдельных участках развивается карбонат. Довольно часто отмечается мелкая вкрапленность пирита.

В пористых разностях эффузивов пустоты выполнены эпидотом с хлоритом. Эпидот характеризуется следующими оптическими константами: $N_g = 1,762$; $N_p = 1,725$; $N_g - N_p = 0,037$; $2V = -87^\circ$; $f = 28$.

Хлорит (рис.32) представлен чаще всего делесситом, либо диабантитом, образующим радиально-лучистые кристаллы. Интерференционные цвета грязно-зеленовато-серые. Удлинение положительное. Оптические данные хлорита из вышеописанных пород приведены в табл.7. и соответствуют диабантиту.

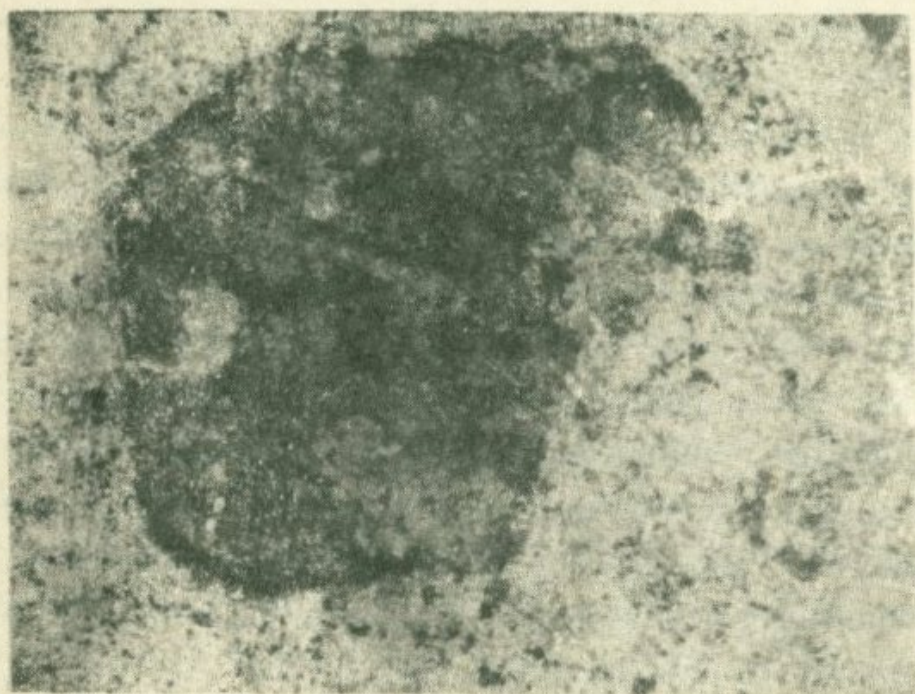


Рис.32.Замещение авгита хлоритом в пропилитах эпидот-хлоритовой фации. Ув.90.Ник.

Т а б л и ц а 7

№ образцов	N_m	$N_g - N_p$	$2V$	f
75/32	$1,620 \pm 2$	0,002	-32°	50
133/52	$1,620 \pm 2$	0,003	-30°	55

Новообразования пропилитизированных пирокластов практически невозможно отделить от минералов, свойственных исходной породе.

В целом их минеральный состав характеризуется наличием эпидота, карбоната, деанортизированного плагиоклаза, хлорита, кварца и лейноксена в различных количественных соотношениях.

Пятнистая текстура породы обусловлена слабой перекристаллизацией туфогенов, с сохранением признаков структуры исходной породы, а также избирательным метасоматическим развитием отдельных минералов, либо их комплекса по разносоставным обломкам.

Ц е о л и т - х а л ц е д о н о в а я ф а ц и я. Породы этой фации распространены на северо-западе Баргушатского хребта. Среди изменений заметно преобладающими являются цеолитизация и окварцевание, карбонатизация, хлоритизация: в незначительном количестве встречается эпидот. Цветные минералы, как во вкрапленниках, так и в основной массе порфиритов, замещаются хлоритом с выделением зерен лейноксена. Нередко здесь же встречается более поздний кальцит. Плагиоклаз замещается альбит-кварц-серицитовым агрегатом. Большое развитие получили цеолиты, которые чаще всего отлагаются в пустотах андезито-базальтов, либо их туфогенных разностей.

В хлоритизированных и эпидотизированных разностях пористых порфиритов полости бывают выполнены апохалцедоновым кварцем.

Следует отметить, что в пропилитах низкотемпературной фации преобладают мономинеральные замещения, и чаще всего хлоритизация и карбонатизация.

2. Контактново-метаморфические породы

Ранее было отмечено, что гетрографический состав контактовых роговиков и взаимоотношения их фаций во многом зависят от состава вмещающих пород и прорывающих их интрузивов. В этой подглаве приводится описание контактовых роговиков, сформированных в ореолах интрузивных комплексов.

Контактные роговики, развитые в ореоле интрузивов габбро-оливинитового комплекса, представлены в основном плагиоклаз-пироксеновыми разностями. Роговики этой же фации, образовавшиеся в контактовом ореоле габброидной фазы Гехинского интрузива габбро-монцонит-сиенитового интрузивного комплекса имеют аналогичный состав. Ниже приводится их сводное описание.

П л а г и о к л а з - п и р о к с е н о в ы е р о г о в и к и в контакте габброидных массивов имеют следующий минеральный состав - плагиоклаз, пироксен, магнетит. Анцессорные минералы -

апатит, сфен; вторичные минералы - хлорит, и редко биотит.

Структура роговиков реликтовая порфировая, бластопорфировая или порфиробластовая с микрогранобластовой или гранобластовой структурой основной ткани; текстура массивная, иногда слабо выраженная параллельная.

Основная ткань породы состоит из более или менее изометричных зерен плагиоклаза основного состава №50-58 и пироксена. Соотношения между содержаниями основных породообразующих минералов - плагиоклазом и пироксеном примерно равны, или же пироксен несколько уступает в количественном отношении, составляя 40-45% объема породы. В незначительном количестве встречаются биотит, зернышки кварца и рудный минерал.

Фенокристаллы представлены реликтовым плагиоклазом нередко сохраняющим призматический габитус, а также агрегатом зерен пироксена, несколько более крупных размеров, чем в основной ткани, развивающимися по первичным темноцветным вкрапленникам породы. В отдельных зернах обнаруживаются реликты роговой обманки. Оптические показатели пироксена: $2V=+60$, $c:N_g=48-52^\circ$, $N_g - N_p=0,020-0,028$.

Участками взаимно параллельное расположение цветных минералов придает породе слабо выраженную параллельную структуру. В пироксен-плагиоклазовых роговиках монцонитовой интрузии меняется соотношение породообразующих минералов, вследствие значительного развития в них кварца до 30%; на долю пироксена, который характеризуется теми же оптическими константами, приходится 20%, плагиоклаза до 40%. Последний по составу относится к олигоклаз-альбиту с содержанием An 12-18%. Кроме отмеченных минералов иногда встречается пирит.

П л а г и о к л а з - а м ф и б о л о в ы е р о г о в и к и
в контакте габброидных массивов.

Структура роговиков порфиробластовая в комбинации с бластопорфировой, с нематогранобластовой и гранонематобластовой структурой основной ткани, текстура иногда параллельная. Основная ткань сложена изометричными зернами плагиоклаза и призматическими индивидами амфибола размером до 0,07 мм в длину, которые нередко располагаются взаимно параллельно. В незначительном количестве встречается рудный минерал. Порфировые вкрапленники плагиоклаза сохраняют участками призматический габитус. Размеры их 0,8-1,5 мм. В составе плагиоклаза содержание анортита колеблется от 40 до

55% **Ап**. Часто наблюдаются неправильные линзовидные агрегаты зерен плагиоклаза, несколько более крупных (до 0,5 мм), чем в основной ткани, имеющих гранобластовую структуру и образовавшихся, очевидно, за счет первичных вкрапленников плагиоклаза. Порфириобласты амфибола имеют длиннопризматический габитус и нередко сохраняют в себе редикты моноклинного пироксена.

Оптические данные роговой обманки представлены в табл.8.

Т а б л и ц а 8

№ шлифов	Координаты Р спайности(010)			2V	C:Ng
	Ng	Nm	Np		
208/52	77	62	31	-64 ^(x)	15
Пк-308	65	62	37	-66 ^(x)	23

Так же, как и пироксен-плагиоклазовые роговики монцонитовой интрузии, роговики плагиоклаз-роговообманковой фации содержат кварц в количестве до 35%, который часто содержит в себе включения магнетита. Плагиоклаз, составляющий 25% породы, также в сравнении с прочими роговиками этой фации характеризуется более кислым составом, № 25-30. Плеохроизм роговой обманки проявляется интенсивнее: $c:Ng=18-22^0$; $Ng-Np=0,022$.

Известковые роговики в ореоле Гехинского габброидного массива. Макроскопически представляют собой светло-зеленую породу с массивной, либо параллельно-полосчатой текстурой, обусловленной концентрацией пироксена и граната в темно-зеленые и красные полосы. Текстура - параллельно-полосчатая. Структуры - идиобластовая, гранобластовая, гломерогранобластовая, панидиобластовая комбинируются в различных сочетаниях.

Порода скаполит-гранат-пироксеновой минеральной ассоциации представляет собой агрегат крупных неправильной или таблитчатой формы зерен скаполита размером до 3-4 мм, субпараллельной ориентировки, переполненных включениями пироксена (0,015-0,02 мм), с общей вместе со скаполитами ориентировкой. Более крупные зерна пироксена размером до 0,5-0,6 мм, нередко короткопризматического габитуса, так же, как и ксенобласты граната, концентрируются

в полоски, либо мономинеральные прожилочки. Состав граната: андрадит-гроссуляровый 45-60% андр. $N = 1,785-1,810(69)$, пироксен диопсид-геденбергит определен с помощью оптических констант по диаграмме В.А.Жаринова и Д.Н.Власовой (1970): $N_g = 1,728$, $N_p = 1,705$, $c:N_g = 45^\circ$, $2V = 56^\circ$.

Скаполит одноосный, отрицательный: $N_o = 1,570$, $N_e = 1,550$. В кварц-эпидот-гранат-плагиоклазовых роговиках эпидот и гранат развиваются по пелитоморфным прослойкам породы и обуславливают полосчатый рисунок породы. Плагиоклаз образует короткопризматические и неправильной формы зерна размером до 0,4-0,5 мм, нередко зональные, андезинового состава №40-45 (по углу максимального симметричного погасания в разрезе $\perp (010)$).

Контактовые роговики в ореоле монцонитового интрузива помимо уже описанных плагиоклаз-пироксеновых и амфибол-плагиоклазовых фаций представлены также фацией хлорит-плагиоклазовых роговиков.

Хлорит-плагиоклазовые роговики установлены в экзоконтакте монцонитового массива.

Главными минералами этих роговиков являются хлорит, плагиоклаз, кварц, магнетит. Из акцессорных минералов встречаются апатит и сфен.

Для породы характерна гранобластовая (роговиковая) структура. Местами сохранились реликты сильно корродированных порфировых вкрапленников плагиоклаза.

Основная масса породы сложена ксенобластическими (изометричными) зернами кварца, плагиоклаза и чешуйками хлорита. Кварц составляет от 30 до 35% объема породы, плагиоклаз от 35 до 45%, и образует как мелкие зерна основной массы, так и гломеробластовые скопления, в которых размеры кристаллов достигают 0,3-0,4 см. Хлорит составляет от 18 до 25% объема породы. Таблички хлорита имеют удлиненную форму с ровными краями, с неровными расщепленными окончаниями, спайность четкая по базопинаксоиду, цвет от светло-зеленого до зеленого, со слабым плеохроизмом. Иногда встречаются метаморфозы по биотиту. Удлинение хлорита отрицательное, двупреломление очень низкое, определяется как переходный от пеннина к деллеситу.

Мраморы и кальцифилы. Минеральные ассоциации мраморов габбро-монцонит-сиенитового и габбродиорит-гранодиорит-граносиенитового комплексов различаются главным образом количест-

венными соотношениями слагающих породу минералов, поэтому петрографическое описание их дается совместно. Как уже указывалось выше, контактовое воздействие интрузивных пород габбро-монцитсиенитового комплекса характеризуется развитием минеральных ассоциацийgrossуляровой субфации пироксен-роговиковой фации (кальцит + волластонит + диопсид, кальцит + волластонит и кальцит + форстерит + диопсид + доломит + grossуляр). Для габбродиорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса более характерно развитие кальцит + волластонит + диопсид + grossуляровой, кальцит + волластонит + диопсидовой и кальцит + диопсидовой минеральных фаций.

Микроскопическое изучение мраморов показало, что это породы с гломеробластовой структурой, представленные изометричными зернами кальцита с более или менее ровными ограничениями, размером от 0,3 до 1-1,5 см и со спорадически рассеянными среди них зернами волластонита, оливина, граната, пироксена и доломита. Сводное петрографическое описание этих пород приводится вместе с везувиановыми кальцифирами, которые, как и мраморы, являются продуктом контактового метаморфизма, и характеризуются развитием тех же минералов, что и в мраморах. От кальцифиров, образующихся обычно в результате нормального метаморфизма магнезиальных известняков, везувиановые кальцифиры отличаются значительным для пород этого типа привнесением вещества, что получило выражение в широком развитии везувиана. Минеральный состав везувиановых кальцифиров характеризуется ассоциацией тех минералов, что и в мраморах, при резком преобладании карбонатных минералов над остальными, что отмечается во всех точках поперечных простиранию разрезов. Структура кальцифиров в отличие от мраморов гетерогломеробластовая, в комбинации с пойкилитобластовой, пойкилогломеробластовой, гломеробластовой, порфировгломеробластовой и порфиробластовой. Порода представлена главным образом изометричными зернами карбоната с рассеянными в них пойкилобластовыми включениями оливина (рис.33), мелкими идиоморфными кристалликами диопсида, неправильной формы зернами граната и крупными порфиробластами везувиана.

Кроме кальцита, как уже отмечалось выше, наиболее часто встречается везувиан, который образует крупные порфиробласты. Размеры отдельных индивидов достигают 5 см. В некоторых случаях удастся проследить развитие везувиана по песчано-глинистым плейчато-

изогнутым прословечкам в сравнительно слабо перекристаллизованных известняках. В шлифах везувиан бесцветен или слабо окрашен в желтоватый цвет. Интерференционные цвета аномальные - густосиние и буровато-серые, в некоторых кристаллах интерференционная окраска имеет пятнистый характер или распределяется зонально (рис.34). Минерал одноосный положительный (вилкит). Показатели преломления: $N_e = 1,708-1,710$, $N_o = 1,710-1,724$. Результаты химических анализов везувиана приводятся в табл.9. Характерные для доломита кристаллы ромбической формы имеют размеры не больше 0,3-0,5 мм и в основном сконцентрированы по краям крупных перекристаллизованных зерен кальцита. Вследствие процессов дедоломитизации наблюдается образование кальцитового ядра внутри кристаллов доломита.

Моноклинный пироксен - диопсид образует главным образом мелкие зерна размером 0,1-0,3 мм, которые рассеяны по краям крупных перекристаллизованных зерен кальцита, либо образуют гломеробластовые скопления в кальците, везувиане или гранате. Реже встречаются призматические индивиды размером до 2 мм. Детальное изучение шлифов показало, что развитие моноклинного пироксена происходило по доломиту, с образованием полных псевдоморфоз замещения (рис.35).



Рис.33. Везувиано-вые кальцифиры. Сурбнар. Пойкилобластовые включения оливина в кальцитах. Ув.40. Ник.+.



Рис. 34. Везувиано-
вые кальцифиты.
Сурбкар. Зональный
везувиан. Ув. 75.
Ник. +.

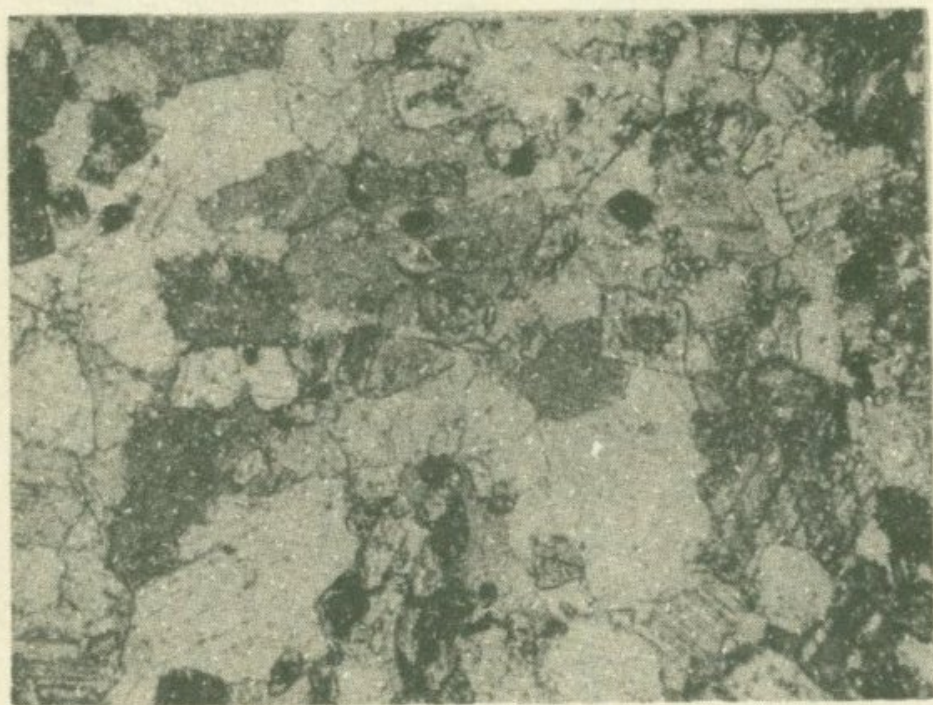


Рис. 35. Везувиано-
вые кальцифиты.
Псевдоморфозы диоп-
сида по доломиту.
В отдельных зернах
пироксена сохраня-
ются реликты кар-
боната. Ув. 40. Ник. +.

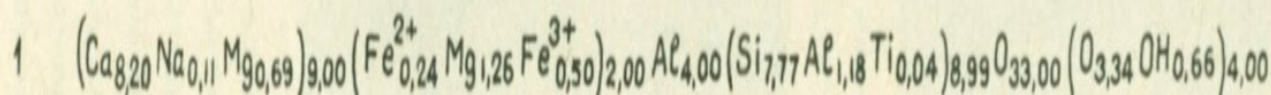
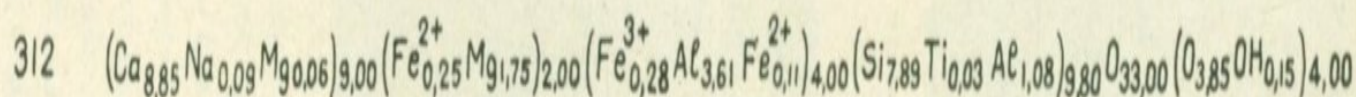
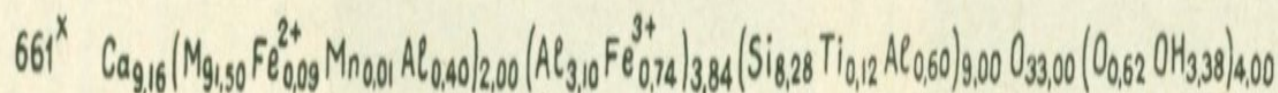
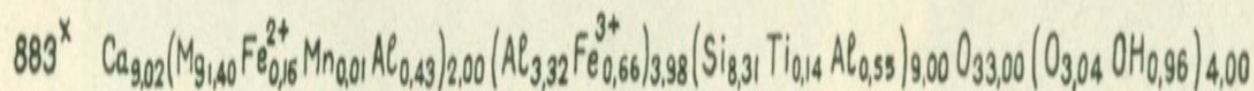
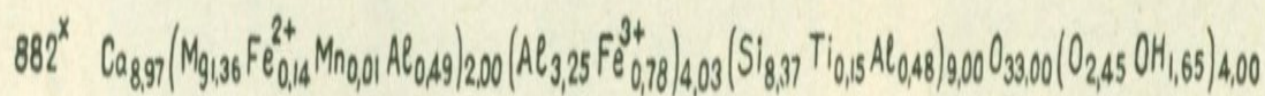
Оптические константы пироксена: $N_g = 1,705-1,710$; $N_p = 1,686-1,698$; $c:N_g = 38-40^\circ$; $2V = 50^\circ$, по диаграмме В.А.Жарикова и Н.О.Власовой (1955) соответствуют диопсиду. Волластонит обнаружен единичными призматическими индивидами размерами до 3-4 см, изредка образующими в срастаниях сноповидные агрегаты. Характеризуется наличием совершенной спайности и двойников по (100). Показатели преломления $N_g = 1,628$, $N_p = 1,614$, $c:N_p = 27^\circ$. Оливин форстеритового состава ($N_o = 1,675-1,678$; $N_e = 1,638-1,640$; $2V = +86^\circ$), мелкими округ-

Т а б л и ц а 9

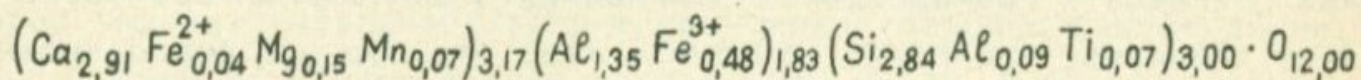
Результаты химических анализов везувияна

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O ⁺	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
882 ^x	36,38	0,90	15,57	4,50	0,71	0,05	36,45	3,96	1,08	0,10	0,12	99,82
883 ^x	30,19	0,80	15,89	3,88	0,86	0,05	36,73	4,04	0,63	0,61	0,61	100,29
661 ^x	35,85	0,74	16,12	4,24	0,51	0,06	37,10	4,35	2,20	0,05	0,02	100,24
312	35,12	0,20	14,70	1,67	1,92	-	36,72	5,40	0,10	0,20	-	99,39
1	34,80	0,24	21,51	2,96	1,28	-	34,27	4,42	0,44	0,25	-	100,61

x - данные О.П.Гульдзяна (1969). Анализы №1 и 312 - М.А.Арутюнян. Хим.лаб.ИГН АН Арм.ССР, аналитик Н.И.Иванян.



№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
880	36,10	1,18	15,48	8,05	0,59	1,04	1,29	34,77	0,15	0,13	1,04	99,82



по данным О.П.Гуямджяна (1969).

Контактовые роговики в ореоле габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса характеризуются резким преобладанием плагиоклаз-роговообманковой фации роговиков над плагиоклаз-пироксеновой.

Наиболее детально указанные роговики были изучены в Дастакертском месторождении. Ниже приводится описание контактовых роговиков в ореоле Дастакертского гранодиоритового интрузива.

Плагиоклаз-пироксеновые роговики. Минеральный состав указанных роговиков - плагиоклаз, пироксен, магнетит. Из акцессорных минералов установлены апатит и сфен. Структура породы порфировластовая с микрогранобластовой структурой основной массы. Плагиоклаз является основным минералом породы и составляет 50% объема породы. По составу отвечает лабрадору с содержанием Ap_{45-60} . Пироксен образует крупные кристаллы вкрапленников и небольшие зерна размером до 0,5 мм в основной массе. Определяется как авгит: $c:Ng=48-50^0$. Магнетит в породе присутствует в значительных количествах, содержание его составляет до 10% объема породы.

Плагиоклаз-роговообманковые роговики. Минералогический состав плагиоклаз-роговообманковой разности довольно простой. Это в основном плагиоклаз и роговая обманка. Изредка отмечаются выделения пироксена. Из акцессорных в значительном количестве отмечается магнетит, который

представлен в виде вкрапленности, изредка образующей пятнистые скопления мелких зерен. Содержание плагиоклаза в породе варьирует от 35 до 50%. Первая наиболее ранняя генерация плагиоклаза представлена крупными призматическими кристаллами, обычно подвержена интенсивной серицитизации, однако по краям обрамляется наемкой более позднего плагиоклаза. Судя по замерам на Федоровском столоне, соответствует битовниту №80.

Роговая обманка составляет около 35-50% всей породы и очень часто образует гломеробластовые скопления и стяжения округлой формы. Плеохроизм четко обнаруживается; $c:Ng=20^\circ$.

Контактовые роговики в ореоле интрузивов комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов отличаются значительным разнообразием структур, что можно объяснить тем, что процесс ороговирования в ореоле порфировидного интрузива накладывается на крайне неоднородную вмещающую среду, представленную чередованием эффузивно-экструзивных образований капутджихской и вулканогенно-осадочных отложений пирамсарской свит. В силу этого обстоятельства и образовавшиеся по ним роговики отличаются друг от друга текстурой и структурой. Кроме того, проходящая через зону контакта порфировидного интрузива структура субширотного простирания способствует наложению на роговики низкотемпературных гидротермальных изменений, и в частности окварцевания, проявляющегося в интервале первых сорока метров от контакта.

А к т и н о л и т - п л а г и о к л а з о в ы е р о г о в и к и. Макроскопически роговики представляют собой серовато-зеленую породу с вкрапленниками или без них, иногда со слабо выраженной слоистостью. Структура роговиков фиброгранобластовая, нематогранобластовая, обусловлена преобладающим развитием амфибола. В общем случае порода состоит из тонких длиннопризматических и лучистых индивидов актинолита размером до 0,10-0,20 мм, мелких зерен полуразложенного плагиоклаза, размеры которого не превышают 0,1 мм и несколько более крупных зерен кварца, нередко концентрирующихся с образованием линзовидных агрегатов. Содержание актинолита колеблется в пределах 40-70%; рудный минерал представлен мелкой вкрапленностью магнетита. Необходимо отметить, что рвущие тела андезито-базальтов в этом интервале подвергаются ороговированию с меньшей интенсивностью, чем вулканогенно-осадочные. Состав плагиоклаза в этих разностях претерпевает незна-

чительные изменения, меняясь от лабрадора к андезину. Вкрапленники темноцветных замещаются мелкозернистым агрегатом актинолита.

Оптические показатели актинолита: $c:N_g=20-22^\circ$; $N_g-N_p=0,20$; $2V=-70^\circ$. Породы этой фации прослеживаются на расстоянии до 100м от контакта интрузива.

3. Контактново-метасоматические породы

Метасоматические процессы в ореолах интрузивов различных комплексов проявились достаточно разнообразно и обусловлены как различным литологическим составом вмещающих пород, так и составом самих интрузивных массивов. В условиях алюмосиликатных вмещающих пород андезито-базальтов эоцена происходит процесс биотитизации контактовых роговиков благодаря привнесу Н. В условиях карбонатных вмещающих пород формируются скарны.

Контактно-метасоматические образования в ореоле габброидного интрузива габбро-монцонит-сиенитового комплекса установлены в экзоконтакте Гехинского массива. Здесь этот процесс проявлен слабо и представлен биотитизированными плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклаз-роговообманковыми роговиками.

Наиболее полно процессы биотитизации наблюдаются в ореоле монцонитового интрузива, второй фазы габбро-монцонит-сиенитового интрузивного комплекса.

В пределах Наджаранского рудного поля, в результате метасоматического изменения роговиков, образовались кварц-биотит-полевошпатовые роговики с характерной мелкозернистой роговиковой структурой. Минеральный состав их представлен плагиоклазом, биотитом и кварцем (рис.36). Плагиоклаз соответствует андезину №30-35; его содержание в породе достигает 30-40%. Биотит составляет 30-35% объема породы и образует мелкочешуйчатые агрегаты, кварц - до 20%.

Контактно-метасоматические процессы в ореолах интрузивов габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового интрузивного комплекса устанавливаются наиболее полно в контактовых роговиках Дастакертского гранодиоритового интрузивного массива, а также Ахлатянского и Агаранского граносиенитовых интрузивов.

На Дастакертском месторождении по мере продвижения к интрузии происходит постепенное изменение минерального состава роговиков: плагиоклаз-роговообманковые роговики переходят в роговообманко-

во-биотитовые и в непосредственной близости от интрузии в кварц-биотит-полевошпатовые (рис.37).



Рис.36. Мелкозернистая мозаичная структура кварц-биотит-полевошпатовых роговиков. Каджаранское месторождение. Ув.90. Ник.+.

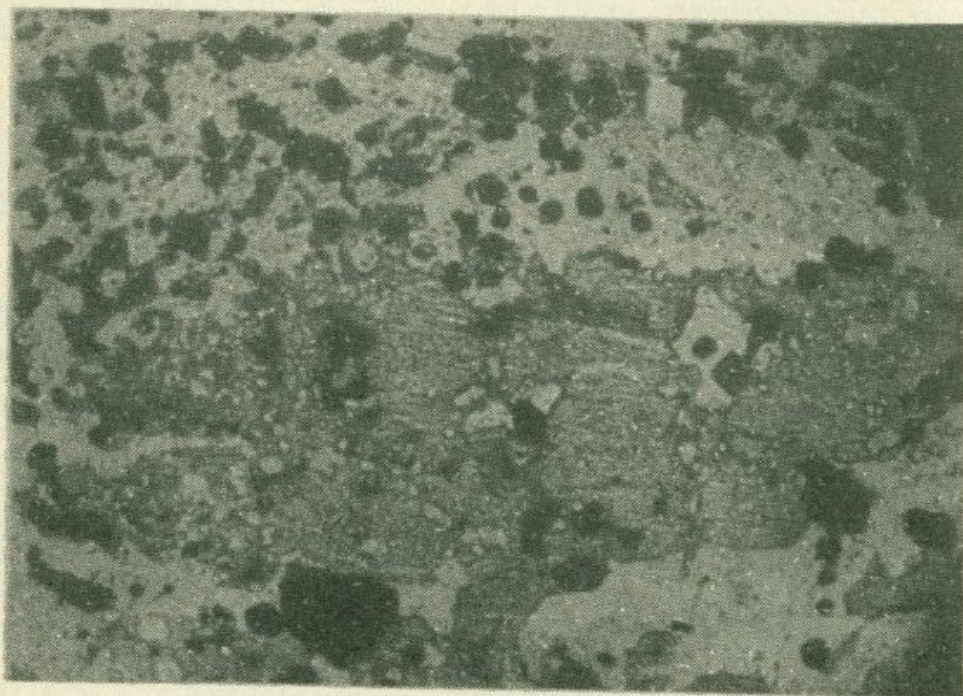


Рис.37. Развитие биотита по пироксену в пироксен-плагиоклаз-биотитовых роговиках. Ув.90. Ник.+.

Под микроскопом структура породы микролепидогранобластовая. Порода состоит в основном из плагиоклаза, биотита, кварца и в незначительном количестве роговой обманки, изредка пироксена. Из акцессорных в основном присутствуют апатит и рудный минерал. Характерной особенностью этих роговиков является то, что здесь основные породообразующие минералы, такие, как кварц и биотит,

очень часто образуют гломеробластовые скопления. Количественно-минеральный состав кварц-биотит-полевошпатовых роговиков представлен в табл.11.

Т а б л и ц а 11

№ шлифов	Плагноклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Рудные минералы	Пироксен	Всего
ПК-1	59,5	15,1	20,4	2,5	1,5	1,0	100,0
ПК-204	60,7	15,1	20,5	2,5	1,2		

М е т а с о м а т и ч е с к и е ф а ц и и с к а р н о в. Поскольку наибольшее распространение скарны получили в породах развития интрузивов габбродиорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса, петрографическое описание всех скарнов, являющихся однотипными образованиями вне зависимости от их места и времени образования, приводится в главе, объединяющей контактово-метасоматические образования III комплекса.

Скарны Зангезура относятся к формации известняковых скарнов, для которых типоморфными являются пироксен диопсид-геденбергитового ряда и гранаты андрадит-гроссулярового состава (Норжинский, 1953; Овчинникова и др., 1974). Минеральная ассоциация скарнов, кроме вышеуказанных минералов, определяется также наличием плагноклаза основного состава и волластонита, что позволяет отнести их к высокой пироксен-гранат-волластонитовой температурной фации (550-750°). Парагенезис пироксена с основным плагноклазом в околоскарновых породах определяет фацию щелочности диффузионно-биметасоматических скарнов как нормальную.

В скарнах контактово-диффузионного типа метасоматическая колонка выглядит следующим образом:

- алюмосиликатная порода,
- околоскарновая порода (Пир.+ Пл.),
- пироксеновый скарн (Пир) в реликтовом виде,
- гранатовый скарн (Гр),
- пироксеновый скарн (Пир) в реликтах,
- волластонитовый скарн в реликтовом виде (Вол),
- мраморизованные известняки (Ка).

Для жильных скарнов представлена следующая смена зон от наружных к центральным: волластонитовая - пироксеновая - гранатовая, с соотношением мощности гранатовых пород ко всей мощности скарнов 5,0:6,0.

Характерные для высокотемпературных скарнов фации железистости (Норжинский, 1946) - волластонитовая, диопсидовая, салитовая, андрадитовая, обычно могут быть выделены в пределах отдельного скарнового поля. Наибольшим распространением, как это указывалось выше, пользуются гранатовые скарны.

Ниже дается сводное описание скарновых пород, получивших распространение в пределах Зангезурской области.

Пироксен - плагиоклазовые близскарновые (Норжинский, 1948) и околоскарновые (Винчелл А. Винчелл Г., 1953) породы непрерывной полосой, мощностью до 2,0 реже 5,0-6,0 м опоясывают скарны со стороны алюмосиликатных пород.

В близскарновых породах, так же как и в околоскарновых, отмечается относительное постоянство минералов, слагающих породу, с определенными количественными соотношениями между ними. Пироксен составляет 20-30% породы; плагиоклаз 70-80%. Состав плагиоклаза обычно в околоскарновых породах характеризуется большей основностью, чем в исходных породах до 75% Ап молекулы, тогда как в близскарновых породах он близок по составу к исходным плагиоклазам 40-60% Ап. Пироксен представлен диопсидом ($N_g=1,665-1,685$; $N_p=1,690-1,710$; $+2=50^0$, $c:N_g=40-42^0$). Из акцессориев есть сфен 1,7%, апатит, и, изредка, магнетит.

Структура близскарновых метасоматитов в породах, образовавшихся за счет гранитоидов - реликтовая порфировидная, бластопорфировая, крупно- и среднезернистая. При прослеживании в околоскарновые породы структура приобретает гранобластовый характер: в зоне, прилегающей к гранатовому скарну, отмечается повышение содержания пироксена и образование его порфиробластов; характерны также гломеробластовые скопления и микропрожилки граната с зональным строением (рис. 38 и 39).

Пироксеновый скарн имеет роговиновый облик и сложен микрогранобластовым агрегатом, состоящим из более или менее изометричных зернышек пироксена, нередко с примесью плагиоклаза и гранатаgrossулярового состава с содержанием до 30-55% андрадитовой составляющей.

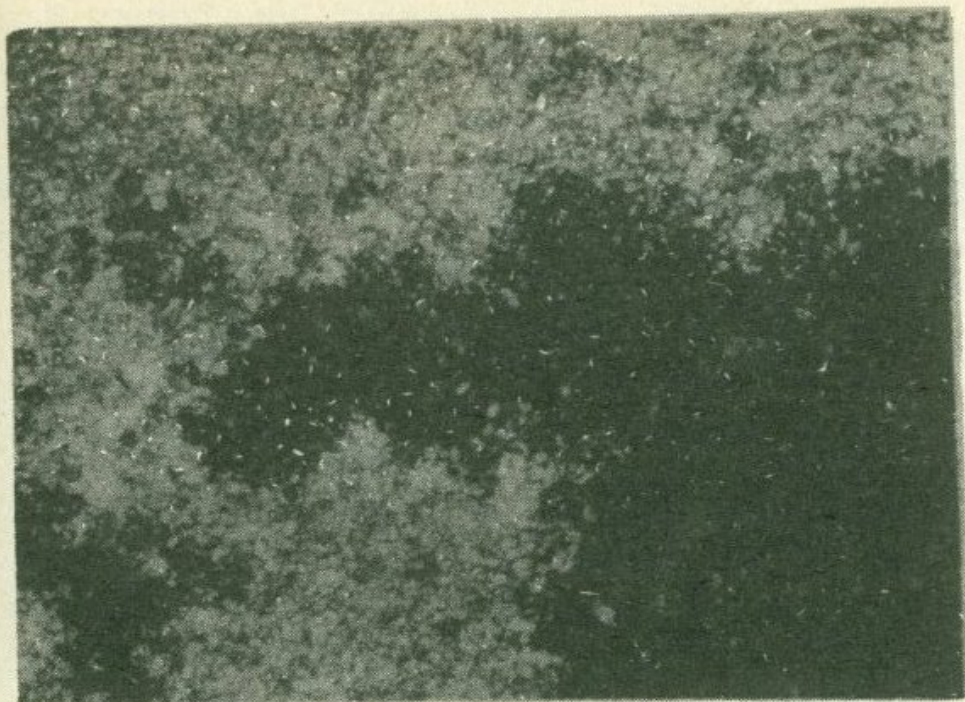


Рис.38.Агарак.Моно-
скопления граната
на фронте замещения
пироксен-плагиокла-
зовой породы.Ув.40.
Ник.+.

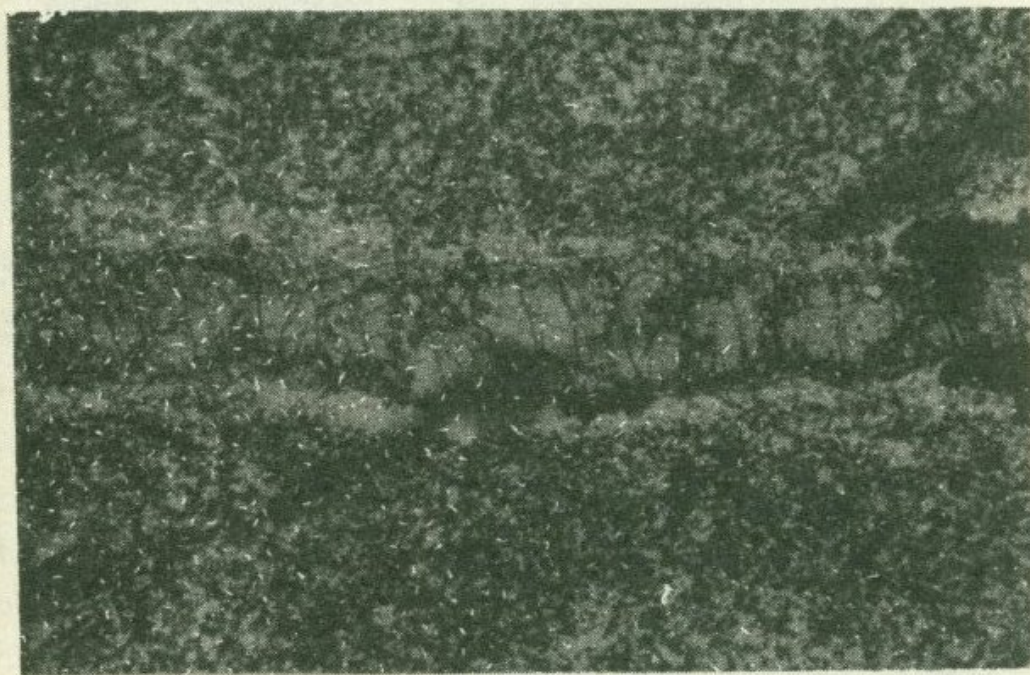


Рис.39.Гехи.Гра-
натовый прожилок
в пироксен-пла-
гиоклазовой око-
лоскарновой по-
роде.Микрозональ-
ность:пироксен-
плагиоклазовая
порода - скапо-
лит-пироксеновая
порода - грана-
товый скарн.
Ув.40.Ник.11.

Крупные зональные порфиробласты граната придают породе пятнистый облик (рис.40).

Г р а н а т о в ы й с к а р н. Эти породы получили преимуще-
ственное развитие во всех скарновых телах, независимо от лито-
логического состава вмещающей среды, структурных факторов и ге-
незиса скарновых образований. Максимальная мощность 15-17 м наи-
более характерна для контактовых разновидностей скарнов, связан-
ных с гранитоидами.

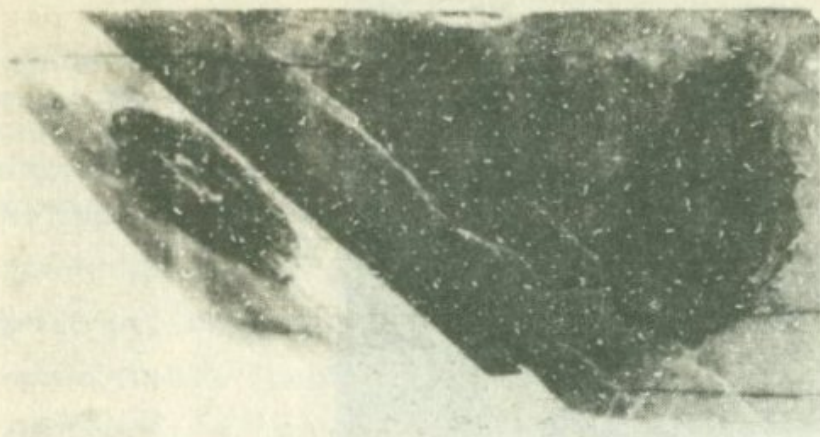


Рис. 40. Нефашен. Пироксеновый скарн с крупными порфиробластами зонального граната. Штуф 1/2 нат. вел.

Макроскопический гранатовый скарн представляет собой плотную и тяжелую породу красновато-бурого и буровато-коричневого цвета. Состоит преимущественно из граната андрадит-гроссулярового состава. В незначительном количестве (до 5%) установлены пироксен и волластонит. Из постскарновых минералов встречаются кварц, кальцит, эпидот, актинолит, мусковит, хлорит и рудные минералы - магнетит, гематит, молибденит, халькопирит, пирит, шеелит. Участками отмечается перекристаллизация гранатового скарна с образованием анизотропных разностей граната. Текстура гранатового скарна плотная, массивная; структура гетерогранобластовая, гилидиобластовая, идиобластовая. При замещении пироксеновой породы в гранатовом скарне образуются диабластовые, пойкилобластовые и пойкилогломеробластовые структуры (рис. 41).

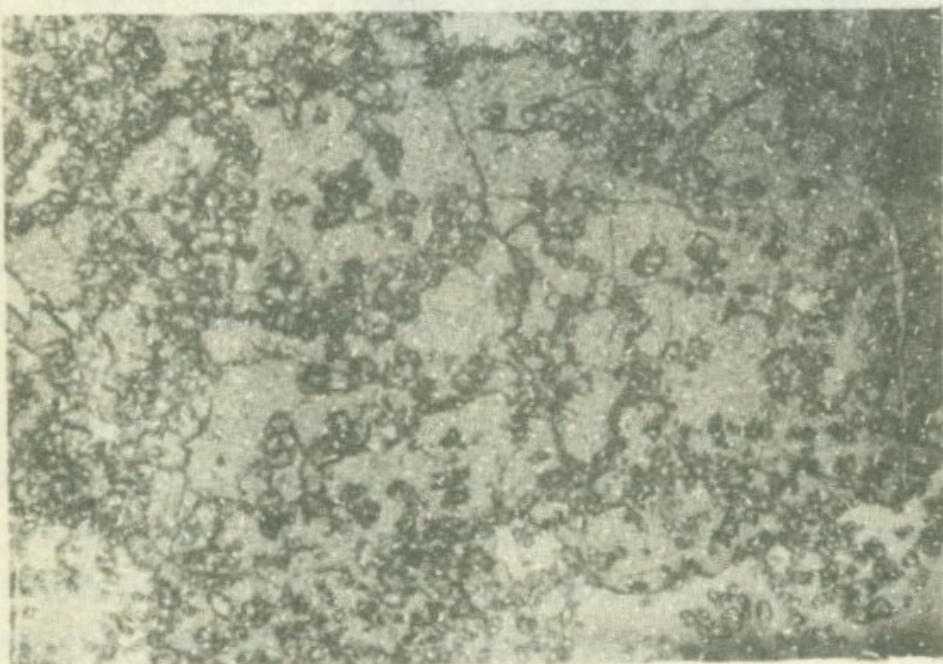


Рис. 41. Мегри. Ущ. р. Нетам. Пойкилогломеробластовые включения пироксена в порфиробласте граната. Ув. 40. Ник. II.

В самих гранатовых скарных выделяются крупные (до 7,0 см) кристаллы граната темно-красной окраски, с характерной ромбододекаэдрической и тетрагон-триоктаэдрической формами с четко выраженной зональной структурой (рис.42).



Рис.42.Нефашен.Порфиробласты зонального граната в скарновой породе.Ув.40. Ник.+.

В о л л а с т о н и т о в ы й с к а р н. Мощность волластонитовых скарнов варьирует от 2-3 см до 3-3,5 м. Макроскопически порода белого цвета, сложена шестоватыми, изредка радиально-лучистыми кристаллами волластонита, размерами от 0,3 мм до 2-3 см. Порода имеет параллельно-шестоватую текстуру. Структура породы сноповая. В незначительном количестве в волластонитовых скарнах встречаются гранат и пироксен, которые нередко в виде цепочно-расположенных мелких зернышек проникают в кристаллы волластонита по трещинкам спайности. Такого рода замещения более характерны для пироксена; гранат чаще встречается спорадически рассеянными идиобластами, либо прожилкообразными обособлениями (рис.43).

Минеральный состав скарновых пород довольно однообразен и представлен волластонитом, пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, гранатом андрадит-гроссулярового состава, плагиоклазом, скаполитом, кальцитом, эпидотом, актинолитом, кварцем, хлоритом. Рудные минералы - магнетит, пирит, халькопирит, гематит, молибденит, сфалерит.

П л а г и о к л а з является распространенным породообразующим минералом околоскарновых и близскарновых пород и образует

длиннопризматические и призматические вытянутые по оси [001] кристаллы, достигающие 3-4 мм в длину. Состав плагиоклаза колеблется от №65 в околоскарновых породах до №80 в участках развития гранатовых скарнов.

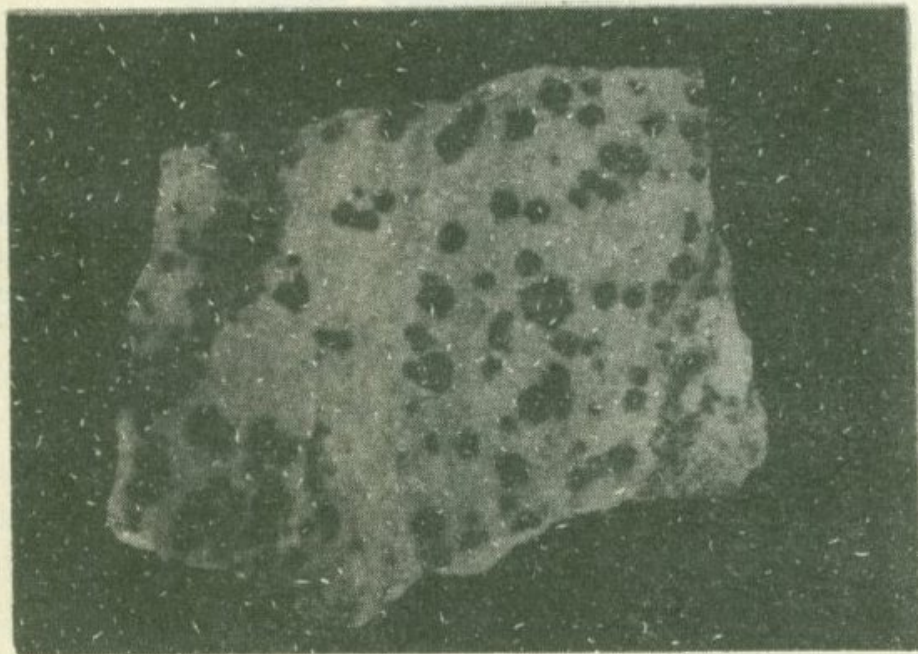


Рис. 43. Нефашен. Волластонитовый скарн с порфиробластами граната. Штуф нат. вел.

С к а п о л и т редкий минерал и обнаружен в некоторых околоскарновых породах туфопесчаников бассейна р. Гехи в виде оторочки вокруг гранатовых прожилков (рис. 39); а также в скарноидах Анкасара. Скаполит образует кристаллы короткопризматического габитуса, переполненные включениями пироксена, сохраняющими общую для околоскарновых пород параллельную ориентировку. Секущие породу гранатовые прожилки свидетельствуют о более раннем по сравнению с гранатом отложении скаполита. Показатели преломления: $N_g = 1,570-1,572$; $N_p = 1,549$. Двупреломление скаполита $N_g - N_p = 0,021$, вследствие чего содержание мейонитовой молекулы в скаполите по диаграмме Винчеллов (1953) соответствует 45%.

П и р о к с е н является главным породообразующим минералом близскарновых, околоскарновых и пироксеновых пород.

Данные химических анализов эндоскарновых пироксенов из Нефашена и Агарака приведены в табл. 12.

В пересчете на минеральный состав соответствуют диопсид-геденбергиту.

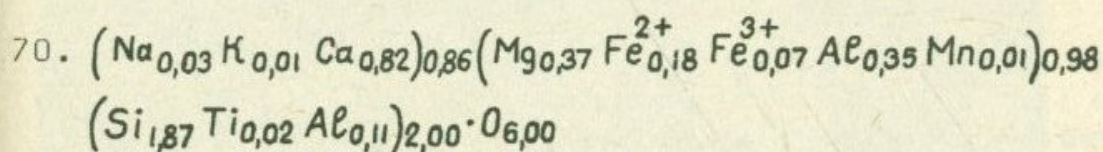
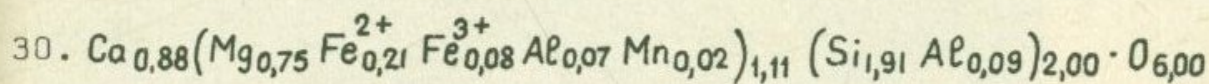
Оптические константы пироксенов и их минеральный состав согласно В. А. Жаринову и Н. Д. Власовой (1955) приведены в табл. 13.

Химический состав пироксенов

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
	1	2	3	4	5	6
30	51,32		3,65	0,90	6,80	0,76
70	50,92	0,76	10,65	2,63	5,84	0,38

CaO	MgO	H ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
7	8	9	10	11	12	13
22,15	14,11	0,10	0,03	сл		100,60
20,75	6,74		0,90	0,31	0,34	100,22

Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик Г.М.Джербашян



Г р а н а т является самым распространенным минералом скарнов и составляет сплошные зернистые массы, реже образуя отдельные гнезда, прожилки и порфировласты в пироксеновых и околоскарновых породах и известняках (рис.44). Размеры зерен колеблются в пределах 0,3-1 мм. Участками отмечается перекристаллизация граната с образованием анизотропных кристаллов до 6-7 см в диаметре. Отложение кальцита, также и кварца нередко способствует образованию анизотропных каемок в гранатах (рис.45). Двупреломление анизотропных гранатов колеблется в пределах 0,003-0,007. Из кристаллических форм граната наиболее развиты ромбододекаэдры (110) с незначительным развитием граней тетрагонтриоктаэдра (211).

Данные по химическим анализам гранатов показали, что их состав колеблется в больших пределах - от 23 до 85% андрадитовой составляющей. Наиболее явно переменность состава граната обнаруживается в диффузионно-биметасоматических разновидностях с возрастанием андрадитового минала в экзоскарнах до 85% (табл.15 и 16).

Оптические константы пироксена и их минеральный состав

№ обр.	Место взятия образца	Фашиальность пироксена	N_g	N_p	$c:N_g$	2V	Минеральный состав пироксена
25-п	Нефашен	Эндоскарновый	1,710	1,698	40	45	Диопсид
30-п	Контактовая залежь	Экзоскарновый	1,723	1,695	42	55	Диопсид-гендербергит
10-п	Гехи	Эндоскарновый	1,705	1,686	38	50	Диопсид
15-п	Контактовая залежь	Экзоскарновый	1,715	1,700	45	55	Диопсид-геденбергит
75-п	Гехи жильный скарн	Эндоскарновый	1,701	1,575	43	50	Диопсид
90-п	Анкасар контактовая залежь	Эндоскарновый	1,700	1,669	38	50	Диопсид

Т а б л и ц а 14

Показатели преломления зональных гранатов

№ обр.	Место взятия образца	Цвет	Зона	Показатели преломления
23	Нефашен	Буровато-коричневый	Внутренняя	1,761
49	Сурбкар	Темно-бурый	Наружная	1,795
		Красновато-бурый	Внутренняя	1,753
		Буровато-черный	Наружная	1,820

Содержание пиральспитовых компонентов колеблется от 2-3 до 11-12%, достигая наибольших значений в гроссуляровых разновидностях. Из пиральспитов наиболее характерен пироп и в меньшей мере альмандин. Спессартин редок и его содержание не превышает 1,2%.

В о л л а с т о н и т обнаружен главным образом в скарнах бассейна р.Гехи и юго-восточного контакта Мегринского плутона.

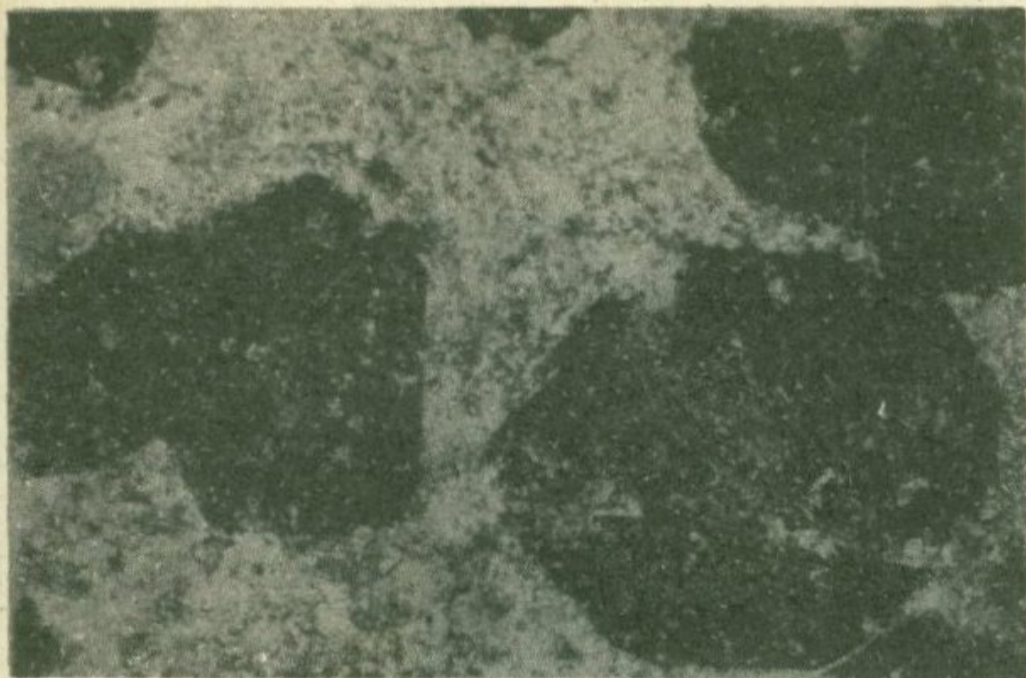


Рис. 44. Гехи.
Порфиробласты
граната в извест-
няках. Ув. 40. Ник. +.

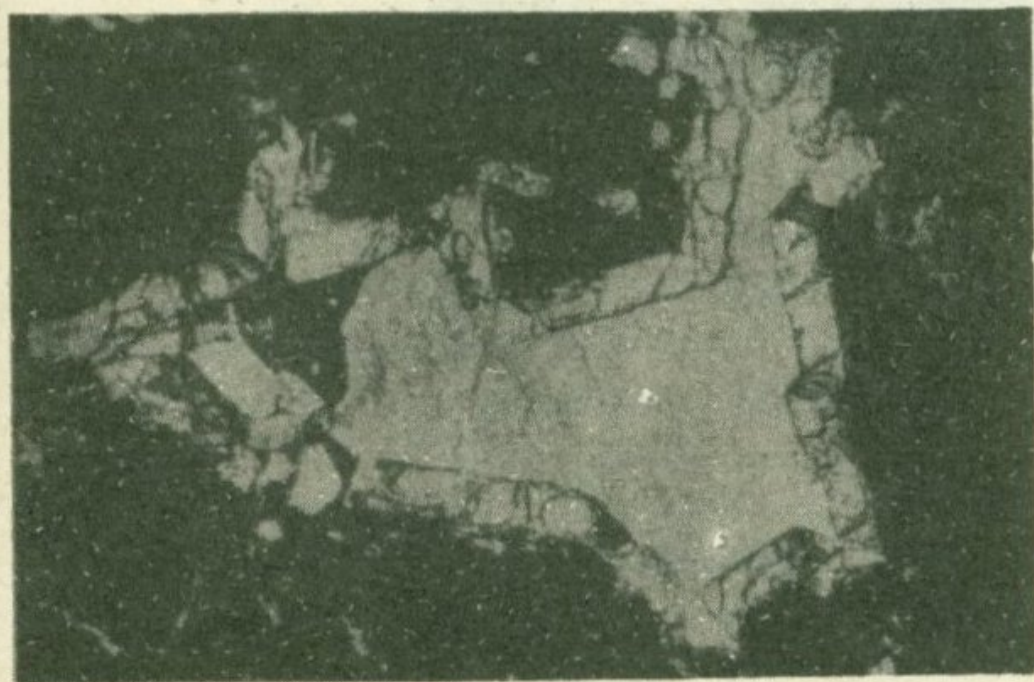


Рис. 45. Гехи. За-
полнение кальци-
том микропор в
гранатовом скар-
не. Ув. 40. Ник. +.

Образует белые радиально-лучистые и шестоватые агрегаты, отмечаются и призматические индивиды; размеры кристаллов волластонита колеблются в пределах 0,2 мм-2,0 см. Спайность совершенная по (100). Показатели преломления: $N_g = 1,628-1,631$; $N_p = 1,613-1,617$. Для волластонитов экзоскарновых парагенезисов (обр. № 1,520, 52,440, табл. 17) характерно несколько более низкое двупреломление $N_g - N_p = 0,010$ в сравнении с эндоскарновыми $N_g - N_p = 0,014$ (обр. № 2,550, табл. 17). Кроме того тонкие и лучистые волластониты экзоскарновых фаций

дают близкое к прямому погасание $6-7^\circ$, тогда как в эндоскарновых волластонитах $c:Np=35^\circ$. Химический состав волластонитов приведен в табл.17.



Рис.46.Гехи.Гранат-волластонитовый скарн с порфиробластами волластонита.Ув.40. Ник.+.

А к т и н о л и т в скарнах находится в тесной ассоциации с наложенными на гранатовые скарны эпидотом, кварцем и кальцитом. Образует вытянутые игольчатые кристаллы. Плеохроирует актинолит от желтовато-зеленого по оси Np до зеленого цвета по оси Ng ; $c:Ng=20^\circ$.

Э п и д о т встречается во всех скарнах и нередко образует мономинеральные прожилки, секущие гранатовые и пироксеновые, а изредка и околоскарновые пироксен-плаггиоклазовые породы. Ассоциирует с кварцем, кальцитом, реже хлоритом, актинолитом и рудными минералами - гематитом, магнетитом и халькопиритом. Нередко эпидот в виде радиально-лучистых, реже шестоватых кристаллов нарастает на стенки пустот. При разложении скарнов эпидот замещает гранат и пироксен, образуя полные псевдоморфозы замещения. Показатели преломления эпидота: $Ng=1,730-1,745$.

Химические анализы эпидота из Нефашена (данные анализа №1214 О.П.Гуюмджяна, 1969) и Нилита (№711, автор М.А.Арутюнян) приведены в табл.18.

Х л о р и т является довольно редким минералом в скарновых породах и встречается в ассоциации с магнетитом и кальцитом.

Химические анализы гранатов

		№	Участки	Фации	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
		пп	скарн. пр.	скарнов													
Контактово-биметасоматические скарны		73	Гехи	Эндоскарн	36,10	0,84	13,31	17,87	1,92	-	33,12	1,27	-	-	-	-	100,56
		35	"	Экзоскарн	34,08	0,24	6,21	25,14	0,96	0,35	32,44	0,24	-	-	-	-	100,69
		586	"	Эндоскарн	36,53	0,40	11,80	14,06	0,51	0,36	33,60	0,98	-	-	-	-	99,73
		92	Гехи, правый берег	"	36,64	0,72	15,38	9,87	1,92	-	33,44	2,01	-	-	-	-	100,70
		93			35,02	0,72	12,63	12,32	2,23	0,38	33,32	2,06	-	-	-	-	100,44
		104	Анкасар	Эндоскарн	34,45	0,24	14,71	12,94	0,96	0,64	33,32	2,81	0,20	-	-	-	100,61
		133	Нефашен	"	37,51	0,46	6,81	18,58	0,28	0,70	32,74	1,68	0,15	0,06	0,07	0,29	99,97
		134	"	"	37,06	0,25	8,80	19,16	0,55	0,33	32,70	0,69	0,16	0,06	0,03	0,29	100,78
		135	"	"	36,19	0,69	3,76	24,23	0,26	0,56	33,09	0,68	0,20	0,04	0,05	0,23	100,60
		136	"	"	36,03	0,64	4,39	23,68	0,28	0,49	33,03	0,90	0,15	0,04	0,02	0,23	100,65
		137	"	Экзоскарн	36,01	0,43	3,03	25,37	0,28	0,42	33,09	0,81	0,24	0,10	0,04	0,23	100,67
		138	"	"	36,02	0,46	2,43	26,53		0,61	32,55	0,67	0,20	0,04	0,04	0,23	101,03
		139	"	"	37,97	0,52	5,59	21,15	0,28	0,49	30,31	1,67	0,20	0,03	0,04	0,23	99,46
Контактово-инфильтрационные скарны	Фронт тил	31	Сурбкар	Экзоскарн	34,10	-	7,00	24,03	1,60	0,10	32,70	0,45	0,20	-	-	-	100,43
		96	Дрнаджар	"	36,26	0,96	15,04	12,65	0,32	-	32,34	1,56	-	-	-	-	100,77
		97	"	"	37,06	0,39	12,71	12,58	1,28	-	34,04	1,63	-	-	0,04	-	100,75
	Жильный тил	25	Гехи	Эндоскарн	37,62	0,04	12,07	16,09	0,28	0,15	33,02	0,44	0,30	0,10	-	-	100,66
		702	Нилит	"	37,55	0,55	5,23	23,52	1,16	0,38	30,24	1,09	0,40	0,31	0,05	0,46	100,87
		780	"	"	38,17	0,10	6,93	20,06	1,14	0,31	30,26	1,24	0,44	0,11	0,09	0,34	100,32

Автор - М.А.Арутюнян

Аналитики Н.Иванян, Л.Ш.Григорян, Г.Джрбашян

Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР

Т а б л и ц а 16

Минимальный состав гранатов и их железистость

№ пп	Пироп	Альмандин	Спессартин	Меланит	Андрозит	Гроссуляр	Железистость			Показатели преломления
							f''	f	W	
73	4,90	5,00	-	-	48,80	41,30	46,00	87,20	85,00	1,809
35	0,70	2,00	1,00	3,70	68,80	28,70	66,50	98,80	91,20	1,842
92	7,50	4,80	-	-	28,80	58,90	34,50	72,10	66,40	1,782
93	7,80	4,90	0,90	-	38,60	48,70	37,80	75,20	68,10	1,795
104	9,00	1,90	1,00	-	27,60	60,50	14,20	68,00	83,80	1,779
133	6,66	0,29	1,16	-	56,03	25,84	-	-	-	-
134	3,00	1,70	1,00	-	58,21	36,07	-	-	-	-
135	2,93	0,98	0,98	-	82,39	12,71	-	-	-	-
136	3,62	0,29	0,97	-	79,39	15,71	-	-	-	-
137	3,87	0,96	0,97	-	88,37	5,80	-	-	-	-
138	2,19	-	1,05	-	87,78	8,98	-	-	-	-
139	7,25	1,05	1,25	-	70,46	20,00	-	-	-	-
31	2,10	1,92	0,30	-	68,70	27,40	66,50	96,30	85,50	-
96	4,30	1,00	-	-	36,70	58,00	12,40	78,00	94,20	1,790
97	7,50	2,10	-	-	55,90	34,90	33,00	78,80	78,90	1,793
25	1,10	1,10	0,70	-	47,00	52,10	25,40	94,50	97,50	1,820
702	4,43	2,85	1,02	1,27	61,45	16,41	-	-	-	-
780	5,07	2,84	0,76	0,50	74,02	29,38	-	-	-	-

Химические анализы волластонитов

№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
1	47,76		0,65	сл.	0,07	0,22	44,13	1,33	0,10	0,02	1,25	100,46
2	49,84	сл.	2,01	сл.	0,56	сл.	44,72	0,90	-	0,30	0,08	100,93
52	48,06	-	1,13	-	1,60	0,32	46,42	2,55	-	-	-	100,62
440	48,40	-	0,67	-	1,92	0,32	44,21	2,13	-	0,20	-	100,69
520	49,68	0,04	1,72	-	1,40	0,04	44,95	0,96	0,20	0,30	0,03	100,51
550	50,57	-	4,79	-	0,68	-	42,50	0,37	0,50	0,90	0,07	100,61

Автор М.А.Арутюнян, хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик Н.И.Иванян
 №№1,2,52 - Нефашен, №№440; 550 - Гехи, №520 - Сурбкар

Кристаллохимические формулы волластонитов

1. $(Ca_{0,97} Fe_{0,02}^{2+} Mg_{0,03})_{1,01} Al_{0,01} Si_{0,93} O_{3,00}$
2. $(Ca_{0,94} Mg_{0,03})_{0,97} Al_{0,04} Si_{0,97} O_{3,00}$
520. $(Ca_{0,94} Fe_{0,02}^{2+} Mg_{0,03})_{0,99} Al_{0,04} Si_{0,96} O_{3,00}$
52. $(Ca_{0,97} Fe_{0,02}^{2+})_{0,99} Al_{0,02} Si_{0,93} O_{3,00}$
440. $(Ca_{0,94} Fe_{0,03}^{2+} Mg_{0,06})_{1,03} Al_{0,01} Si_{0,96} O_{3,00}$
550. $(Ca_{0,94} Fe_{0,02}^{2+} Mg_{0,03})_{0,99} Al_{0,04} Si_{0,94} O_{3,00}$

Чешуйки хлорита имеют небольшие размеры до 0,6-0,7мм, цвет ярко-зеленый, интерференционная окраска аномальная, густофиолетовая.

Н в а р ц. Диапазон отложения кварца охватывает позднескарновую, ранне- и поздне-гидротермальную стадии минерализации, среди которых выделяются следующие пространственно разобщенные парагенетические ассоциации минералов: 1.(кварц) + хлорит + эпидот + кальцит + магнетит + андрадит. 2.(кварц) + кальцит + молибденит+ эпидот + гематит + халькопирит + андрадит + актинолит. 3.(кварц)+ кальцит + халькопирит + андрадит. 4.(кварц) + молибденит. 5.кварц+ кальцит. Максимальное развитие получил кварц поздне-гидротермальной минерализации. Именно для этих кварца и кальцита, по данным О.Г.Маданяна, температура гомогенизации газовой-жидких включений равна 154-156°.

К а л ь ц и т также является весьма распространенным минералом скарновых пород. Собственно скарновый кальцит в виде зерен неправильной формы, выполняет интерстиции между кристаллами граната (рис.44). В таких случаях в зернах кальцита встречаются

микроскопические идиобласты граната, обуславливающие розоватую окраску кальцита.

Гидротермальный кальцит развит беловато-прозрачными агрегатами кристаллов и входит в отмеченные выше для кварца парагенетические ассоциации. Из рудных минералов в ассоциации с кальцитом обычны пирит и халькопирит.

4. Метасоматические образования ранней щелочной стадии

Ранее отмечалось, что породы ранней щелочной стадии метасоматических процессов наиболее интенсивно и многообразно проявились в связи с интрузивами габбро-монцонитового и габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплексов.

С монцонитовой фазой габбро-монцонит-сиенитового комплекса связано формирование двух ассоциаций метасоматитов: амфибол-биотит-магнетит-апатитовая и пироксен-плагиоклазовая. С габбро-диорит-гранодиоритовым комплексом связаны амфибол-плагиоклазовые апоэффузивные метасоматиты.

А м ф и б о л - б и о т и т - м а г н е т и т - а п а т и - т о в а я минеральная ассоциация проявлена в пределах северного контакта монцонитовой интрузии. Наиболее распространенные минералы (амфибол и биотит) зачастую образуют крупные кристаллы, достигающие в поперечнике 4-5 см, которые, как правило, цементируются магнетитом. Наблюдаются участки чисто роговообманковые, с небольшим содержанием биотита и, наоборот, участки исключительного развития биотита. Химические анализы роговых обманок и биотита представлены в табл. 19 и 20.

М а г н е т и т - Fe_3O_4 является одним из главных минералов амфибол-биотит-магнетит-апатитовой минеральной ассоциации. Химический состав магнетита приведен в табл. 21.

В незначительных количествах в породе встречаются ильменит, апатит и сфен.

П л а г и о к л а з - п и р о к с е н о в а я а с с о ц и - а ц и я. Как было ранее отмечено, плагиоклаз-пироксеновая ассоциация установлена в пределах юго-западного эндоконтакта Мегринского плутона. Пироксен образует длиннопризматические кристаллы и по составу соответствует диопсид-авгиту.

Химический состав пироксена представлен в табл. 22.

Химический состав эпидота

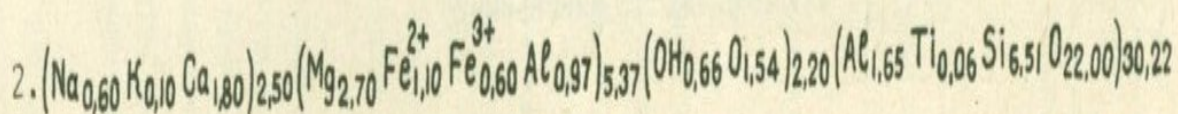
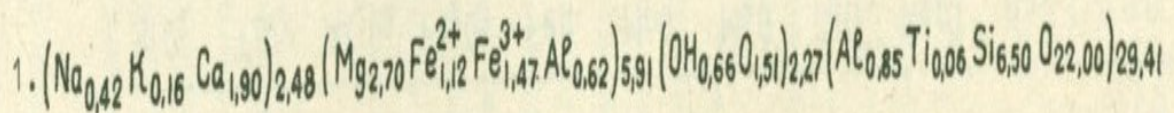
№№	SiO ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
711	38,49	0,22	22,23	13,82	0,87	0,13	1,31	21,91	0,13	0,28	0,80	0,11	100,90
1214	36,01	0,29	23,15	13,63	0,88	0,30	0,33	23,53	0,12	0,05	2,69	-	100,20

Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик Э.Ш.Гаспарян

Химический состав роговых обманок из
амфибол-биотит-магнетит-апатитовых метасоматитов

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
Содер- жание	47,84	0,57	4,38	6,75	9,90	0,32	14,21	13,67	0,80	0,48	0,37	99,29
в %	49,52	0,57	7,85	3,05	10,08	0,46	13,55	10,79	1,20	0,50	0,36	97,93

Автор Н.А.Нарамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР; аналитик Г.М.Джрбашян



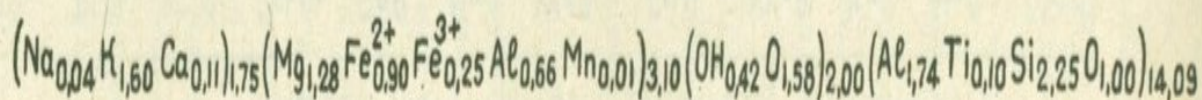
Т а б л и ц а 20

Химический состав биотита

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	н.п.р.	H ₂ O	Сумма
34,10	2,16	15,08	2,60	16,56	1,64	14,33	0,19	0,20	10,20	2,27	0,23	100,00

Автор Н.А.Нарамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик Г.М.Джрбашян

Пересчет данных химического анализа биотита дает следующую кристаллохимическую формулу:



Т а б л и ц а 21

Химический состав магнетита

MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Сл	Сумма
2,57	26,64	67,70	1,56	2,29	0,27	100,73

Автор Н.А.Нарамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик
З.Ш.Гаспарян

Химический состав пироксена
диопсид-авгита из плагиоклаз-пироксеновых метасоматитов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
49,61	0,22	5,09	11,13	22,90	11,25	0,10	0,55	100,83

Автор Н.А.Карамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик Г.М.Джр-башян

Рентгеновское исследование этого пироксена показало, что он относится к группе диопсид-авгита. Параметры ячейки рассчитаны Э.Х.Хуршудян. Показатели: $a=9,777$; $b=8,941$; $c=5,264$; $\beta=74^{\circ}15'$
 $\alpha:\sin\beta=9,41$.

П л а г и о к л а з №40-45 в указанных метасоматитах заполняет пространство между индивидами пироксена.

А м ф и б о л - п л а г и о к л а з о в ы е м е т а с о м а т и т ы. Под термином амфибол-плагиоклазовые апоэффузивные метасоматиты - метагорнblendиты, метагаббро, метадиориты, метамонциты и т.д. (Гуямджян, 1969) нами подразумевается комплекс контактово-метасоматических пород, образовавшихся в экзоконтакте гранитоидных интрузий при метасоматическом замещении роговиков. Минеральный состав амфибол-плагиоклазовых метасоматитов, как уже указывалось, представлен клинопироксеном, роговой обманкой, которая, в сущности, является единственным представителем темноцветных минералов, а также плагиоклазом и, реже, калишпатом и кварцем.

Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты, как известно, в зависимости от количественных соотношений слагающих их минералов могут быть представлены метагорнblendитами, роговообманковыми метагаббро, метадиоритами, метамонцититами и кварцевыми метамонцититами, метагранодиоритами, метаадамеллитами. Наиболее распространены метагорнblendиты, метагаббро и метадиориты; остальные фации пород встречаются сравнительно редко.

К л и н о п и р о к с е н присутствует в виде реликтов в амфиболе метагорнblendитов. Иногда встречаются кристаллы короткопризматического габитуса размером до 0,3-0,5мм. Оптические свой-

ства, определенные О.П.Гуюмджяном, $N_g = 1,696-1,708$; $c:N_g = 40-42^\circ$; $2V = 55-57^\circ$, соответствуют пироксену следующего состава: ДИ.58-60, Гед.12-16. Эг.2-4.

Роговая обманка образует длиннопризматические кристаллы размером до 8 см. Обычны прорастания роговой обманкой плагиоклаза, с образованием диабластовых и пойкилобластовых структур.

В табл.23 приведены химический состав и кристаллохимические формулы роговых обманок.

Рассматриваемые роговые обманки соответствуют промежуточным разностям между черманитами и гастингситами с высокой возможностью изоморфных замещений в группе Z кремнезема алюминием четверной координации с низкой степенью замещения щелочами Са. Наиболее глиноземистые роговые обманки обр. №1198 и 2645. Перекристаллизация роговых обманок (образец №1191в) в горнблендитах из мелкозернистых разностей в крупнозернистые (образец №1191а) сопровождается выносом магния и окиси железа и привносом глинозема от 10,74 до 21,61%, натрия от 1,17 до 2,10%, кремнезема от 39,46 до 41,80%, в результате чего роговые обманки гастингситового состава переходят к черманитам. Собирабельная перекристаллизация охватывает длительный промежуток времени, с момента образования горнблендитов по послемагматический включая последний. Доказательством этого является развитие крупных роговых обманок от горнблендита внутри гранитоидных апофиз.

Показатели преломления роговых обманок в целом уменьшаются от метагорнблендитов $N_g = 1,678-1,683$; $N_p = 1,658-1,670$ к метагранодиоритам и диоритам: $N_g = 1,665-1,680$; $N_p = 1,645-1,659$.

Плагиоклаз, как и роговая обманка, является одним из главных породообразующих минералов амфибол-плагионклавовых апоэффузивных метасоматитов. Состав его колеблется в среднем от №86 до №55 в метагорнблендитах; в метагаббро средний состав плагиоклаза составляет №79, в метадиоритах - №44, в кварцевых и бескварцевых метамонцонитах и метаадамеллитах - №45. Двойники альбитовые, альбит-карлсбадские, карлсбадские и альбит-эстерельские.

Калиевый полевоишпат представлен крипто- и редко микропертитовым калишпатом, образующим большие ксенобластовые поля, включающие в себе мелкие вроски плагиоклаза и роговой обманки.

Химический состав и кристаллохимические формулы роговых обманок
метасоматических пород известково-щелочного ряда

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	F	Сумма
1	1191в	39,46	2,06	10,74	8,78	8,75	12,98	14,17	0,26	1,17	1,00	0,90	-	100,27
2	1191а	41,80	1,60	21,61	4,98	8,57	5,09	11,86	0,30	2,10	0,90	1,06	-	99,87
3	1198	40,73	0,28	20,70	7,86	8,57	5,51	12,64	0,20	1,90	1,10	0,67	-	100,16
4	2646	37,55	1,65	19,70	2,24	8,75	13,98	12,81	0,24	1,17	0,55	1,36	0,02	100,02
5	2645	41,97	1,60	22,42	6,35	8,86	3,29	12,27	0,25	2,00	0,90	1,04	-	100,95
6	2647	37,75	1,98	12,81	9,63	9,43	12,71	12,45	0,38	1,17	0,80	0,50	0,02	99,63

По данным О.П.Гюмджяна (1969).

1. $(Ca_{2,26}Mn_{0,03}Na_{0,34}K_{0,20})_{2,83}(Fe_{0,99}^{3+}Mg_{2,89}Fe_{1,09}^{2+}Al_{0,03})_{5,00}(Si_{5,90}Al_{1,86}Ti_{0,24})_{8,00}O_{21,22}(O_{0,70}OH_{1,28})_{2,00}$
2. $(Ca_{1,89}Mn_{0,04}Na_{0,51}K_{0,10})_{2,72}(Fe_{1,07}^{2+}Mg_{1,14}Fe_{0,56}^{3+}Al_{2,23})_{5,00}(Si_{6,25}Al_{1,57}Ti_{0,18})_{8,00}O_{22,00}(O_{1,87}OH_{0,13})_{2,00}$
3. $(Ca_{2,04}Mn_{0,03}Na_{0,56}K_{0,22})_{2,85}(Fe_{1,08}^{2+}Mg_{1,23}Fe_{0,88}^{3+}Al_{1,81})_{5,00}(Si_{6,11}Al_{1,85}Ti_{0,04})_{8,00}O_{22,00}(O_{1,76}OH_{0,24})_{2,00}$
4. $(Ca_{1,94}Mn_{0,02}Na_{0,23}K_{0,09})_{2,37}(Fe_{1,04}^{2+}Mg_{2,96}Fe_{0,24}^{3+}Al_{0,76})_{5,00}(Si_{5,31}Al_{2,52}Ti_{0,17})_{8,00}O_{20,81}(O_{1,79}F_{0,01}OH_{0,20})_{2,00}$
5. $(Ca_{1,97}Mn_{0,03}Na_{0,58}K_{0,18})_{2,76}(Fe_{1,10}^{2+}Mg_{0,74}Fe_{0,71}^{3+}Al_{2,45})_{5,00}(Si_{6,30}Al_{1,52}Ti_{0,12})_{8,00}O_{22,00}(O_{1,60}OH_{0,40})_{2,00}$
6. $(Ca_{2,00}Mn_{0,05}Na_{0,33}K_{0,16})_{2,54}(Fe_{1,16}^{2+}Mg_{2,79}Fe_{1,06}^{3+})_{5,01}(Si_{5,56}Al_{2,21}Ti_{0,22})_{7,99}O_{21,42}(O_{0,58}F_{0,01}OH_{1,41})_{2,00}$

1-гастингсит (мелкозернистый горнблендит, Сурбкар), 2-черманит (грубозернистый горнблендит, Сурбкар), 3-черманит (грубозернистый горнблендит, Сурбкар), 4-черманит (грубозерн. горнблендит, Дарабасский метасоматический комплекс), 5-черманит (метагранодиорит, Сурбкар), 6-гастингсит (кварцевый роговообманковый метасиенит), Сурбкар. Аналитик В.А.Бабалян (1191а, 1191в, 2646, 2647) и С.Г.Чаталян (1198, 2645), хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР

Н в а р ц в лейнократовых разностях амфибол-плагноклазовых метасоматитов представлен ксенобластовыми зернами, содержащими в себе пойкилобластовые врослки плагноклаза и роговой обманки. М а г н е т и т составляет 3-4% в метагорнблендитах; 0,1-0,2% в кварцевых роговообманковых метасиенитах. Является новообразованным минералом, так как в роговиках, по которым развиваются метасоматиты, магнетит почти всегда отсутствует.

А п а т и т присутствует во всех метасоматических породах в количестве от 0,1 до 2,0-2,5% в некоторых метагаббро.

5. Метасоматические образования ранней кислотной стадии

К продуктам кислотной стадии метасоматических процессов габбро-монцонит-сиенитового комплекса относятся кварц-турмалиновые жилы и участки развития турмалинизации в районах сс.Аткнз, Ванк и Тагамир. С габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовым комплексом связаны кварц-серицит-турмалиновые грейзены уч.Мазмазак и Аравус.

Н в а р ц - т у р м а л и н о в ы е ж и л ы и т у р м а л и н и з и р о в а н н ы е п о р о д ы у ч. с. А т к н з. Кроме турмалина, максимальный размер кристаллов которого достигает 15см, в жилах отмечаются также магнетит, шеелит, халькопирит, пирит, молибденит, биотит, хлорит, апатит, сфен, циркон.

Н в а р ц - с е р и ц и т - т у р м а л и н о в ы й г р е й з е н у ч.с.Ванк состоит из кварца, составляющего 55% породы, серицита, образующего тонкопластинчатые агрегаты магнетита, турмалина и плагноклаза.

Н в а р ц - т у р м а л и н - с е р и ц и т о в ы й г р е й з е н р а й о н а с.А р а в у с генетически связан с габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовым комплексом.

Минеральный состав представлен кварцем, серицитом, турмалином, магнетитом, молибденитом, халькопиритом и топазом.

Обычно от первоначальной породы сохраняются лишь контуры вкрапленников, заполненные либо чешуйками серицита, либо гломеробластовыми скоплениями мономинерального кварца, заполняющего вкрапленники полевого шпата. В этом случае скопления кварца окружены оторочкой мелкочешуйчатого серицита.

Т у р м а л и н по химическому составу соответствует шерлу с высоким содержанием Fe_2O_3 и значительной примесью дравитового

компонента (табл.24), имеет отчетливый плеохроизм от густобуро-черного по N_g до светлокоричневато-буроватого по $N_p:N_g=1,679$, $N_p=1,650$, $N_g-N_p=0,029$.

С е р и ц и т бесцветен, имеет высокие цвета интерференции, $2=42^0$. Были исследованы политипные модификации серицитов из грейзеновых образований с.Ванк и уч.Мазмазак, которые показали, что исследуемые серициты относятся к высокотемпературной модификации - 2М.

Б и о т и т образует небольшие таблитчатые выделения в тесном сростании с турмалином и апатитом, часто замещен хлоритом.

Ш е е л и т в виде зерен неправильной формы бледно-розоватого цвета с шелковистым блеском встречается в тесной ассоциации с кварцем и турмалином.

М а г н е т и т образует выделения неправильных очертаний размером 2-5см, заполняя в основном промежутки между кристаллами турмалина.

Ц и р к о н в кварц-турмалиновых жилах и турмалинизированных породах образует небольшие (0,5-1,0мм) кристаллы, образованные комбинацией тетрагональной призмы (100) и дипирамиды (111). Встречается в ассоциации с апатитом и шеелитом.

П и р и т, х а л ь к о п и р и т и м о л и б д е н и т приурочены в основном к центральной части кварц-турмалиновых жил. Образуют гнездообразные выделения и мелкую вкрапленность.

6. Метасоматические образования стадии предрудного кислотного выщелачивания

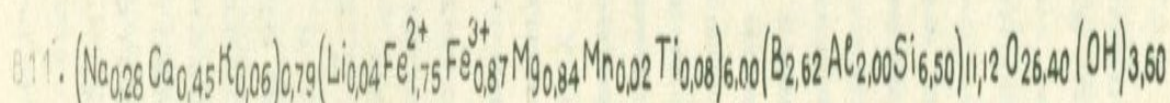
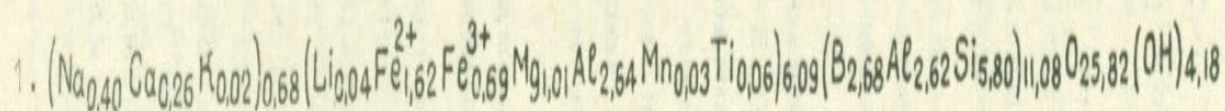
Метасоматические породы стадии предрудного кислотного выщелачивания по характеру и времени проявления подразделяются на раннюю пропилитовую и позднюю - вторичные кварциты.

П р о п и л и т ы с т а д и и п р е д р у д н о г о к и с л о т н о г о в ы щ е л а ч и в а н и я пользуются распространением в пределах почти всех рудных полей и при этом относительно интенсивно проявлены в породах более основного состава. Минеральный состав пропилитизированных пород особенно разнообразно проявился на Дастакертском месторождении и представлен актинолитовой роговой обманкой, эпидотом, хлоритом, альбитом, кальцитом, кварцем, серицитом и пиритом.

Химический состав турмалинов

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	B ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	Сумма
1	35,70	0,46	26,99	4,68	9,40	11,77	4,10	1,48	4,10	0,13	1,26	0,06	3,80	100,30
811	38,70	0,58	22,07	6,93	9,10	12,41	0,13	2,44	3,34	0,32	0,84	0,05	3,17	100,08

Автор Б.М.Меликсетян (1961), №811 - автор Н.А.Нарамян, хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик
З.Ш.Гаспарян

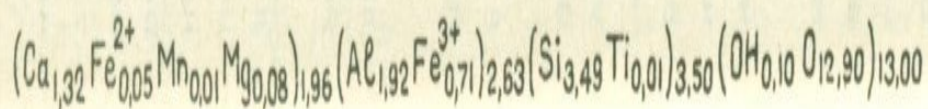


Т а б л и ц а 25

Химический состав эпидота

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	-H ₂ O	+H ₂ O	CO ₂	FeO ₅	Сумма
43,1	0,20	20,74	11,65	0,86	0,74	21,90	0,17	-	-	0,04	0,20	1,20	0,46	99,76

Автор Н.А.Нарамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик Г.М.Джрбашян



А н т и н о л и т развивается метасоматически по роговикам месторождения, образует игольчатые агрегаты, характеризуется заметным плеохроизмом. $N_g - N_p = 0,222$; $2V = -76^\circ$.

А л ь б и т №8-10 - характерный минерал пропилитов, но не имеет большого площадного распространения.

Н а л ь ц и т имеет широкое распространение в предрудных пропилитах, часто встречается в ассоциации с хлоритом. Показатели преломления: $M_g = 1,661$, $N_p = 1,489$, $N_g - N_p = 0,172$.

П и р и т является характерным минералом пропилитов, образует вкрапленность в породах.

Э п и д о т обычный и самый распространенный минерал пропилитизированных пород. Химический анализ эпидота из пропилитов Наджаранского месторождения представлен в табл.25.

Х л о р и т пропилитов обычно образует чешуйки, веерообразные агрегаты и розетки. Имеет ярко-зеленый цвет, сильно выраженный плеохроизм, низкое двупреломление. Химический анализ хлорита из дастанертских пропилитов приведен в табл.26.

Т а б л и ц а 26

Химический состав хлорита

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	CaO	п.п.п.	Сумма
34,88	0,22	19,21	5,77	11,52	0,13	13,84	3,99	0,13	10,51	100,20

Автор Н.А.Нарамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик Э.Ш. Гаспарян

По химическому составу вышеотмеченный хлорит представлен железомagneзиальной разностью и относится к рипидолиту. Взаимоотношения между хлоритом и оруденением устанавливаются отчетливо. Рудный минерал халькопирит обычно цементирует и нередко разьедает розетки хлорита (рис.47). На Джиндаринском месторождении в процессе пропилитизации образуется довольно ясно выраженная хлоритовая фация, которая развивается по биотиту и роговой обманке монзонитов, при этом в хлорите отмечаются тончайшие выделения рутила, а также призматические кристаллы сфена, нередко в ассоциации с пиритом.



Рис. 47. Веерообразный агрегат хлорита (рипидолита). Пропилит стадии предрудного кислотного выщелачивания. Дастакертское месторождение. Рудный минерал разъедает и цементирует хлорит. Шл. 543. Ув. $\times 90$. 'инк. +.

В пропилитизированных гранодиоритах Айгедзорского месторождения хлорит относится к группе шамозита (табл. 27).

Т а б л и ц а 27

Межплоскостные расстояния шамозита
из Айгедзорского месторождения

№№ пп	1	$\frac{d}{n}$	№№ пп	1	$\frac{d}{n}$
1	10	7,18	4	2	2,49
2	1	4,70	5	3	1,556
3	10	3,50	6	3	1,518

В т о р и ч н ы е к в а р ц и т ы. Основываясь на петрографических исследованиях, в пределах Зангезурского рудного района можно выделить следующие минеральные фации рассматриваемых метасоматитов: серицит-кварцевую, андалузит-серицит-кварцевую и моно-кварцевую. Они обычно связаны между собой постепенными переходами, но количественные соотношения ведущих минералов в отдельных фациях значительно варьируют.

С е р и ц и т - к в а р ц е в а я минеральная фация вторичных кварцитов широко представлена в описываемом регионе. Наибольшее ее развитие отмечается на юге (Мегринский район), где мощность зон метасоматических образований достигает 150 м. Содержа-

ние главных породообразующих минералов колеблется в значительных пределах: кварца от 55-60% до 75-80%, серицита от 15-25% до 45-50%. Текстура пород обычно массивная. Отмечаются обнажения вторичных кварцитов описываемой фации, образовавшихся по гранит- и гранодиорит-порфирам с ноздреватой текстурой.

Акцессорные минералы в описываемых вторичных кварцитах представлены идиоморфными выделениями циркона, апатита, рутила, корунда, турмалина. Часто присутствуют также пирит и ярозит.

А н д а л у з и т - с е р и ц и т - к в а р ц е в а я минеральная фация рассматриваемых метасоматитов имеет ограниченное развитие и устанавливается преимущественно в центральной части региона. Структура пород лепидогранобластовая. Андалузит в породах описываемой минеральной фации представлен идиоморфными призматическими кристаллами размером до 3мм. Содержание андалузита составляет до 20-25% породы. С.А.Мовсесяном (1939) отмечается 30-35% содержания андалузита в парагачайских вторичных кварцитах.

М о н о к в а р ц е в а я минеральная фация имеет ограниченное развитие. Преимущественно развивается по субвулканическим образованиям среднего и основного состава. Структура микрогранобластовая, зубчатая. Отмечается содержание серицита до 5-8% в виде мелких чешуек и скоплений пятнистой структуры. Содержание пирита до 2%.

В табл.28 приведены химические анализы вторичных кварцитов Зангезурского рудного района.

Как видно из табл.29 при образовании вторичных кварцитов в Лернадзорском участке происходит привнос Si , K и незначительного количества P , но взамен значительно выносятся остальные окислы, особенно Al , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ca и Mg .

В целом при образовании вторичных кварцитов происходит вынос вещества, равный 21,00г на 100см³ породы. Пересчеты других химических анализов вторичных кварцитов дают аналогичную картину. К привносимым элементам добавляются иногда и в незначительном количестве и .

Ниже рассматриваются породообразующие и акцессорные минералы, характерные для описываемых метасоматитов стадии предрудного кислотного выщелачивания. Описаны также и отдельные, редко встречающиеся в регионе минералы со спорным генезисом, но локализованные во вторичных кварцитах.

Т а б л и ц а 28

Химические анализы вторичных кварцитов

№ образ- ца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	n.n.n.	H ₂ O	Сумма	Местонахождение
1/70	71,03	0,35	15,37	4,08	0,29	-	0,84	0,45	0,47	4,0	3,59	0,06	100,53	Дастакерт, Центральный уч.
2/70	68,80	0,30	18,60	2,60	0,29	-	0,77	0,59	0,47	4,80	2,37	0,08	99,77	Наджаран, Сахарная голова
4/70	71,15	0,36	15,57	3,57	0,57	-	0,63	0,40	0,85	2,80	4,06	0,72	100,68	Нор-Аревик
35/55	71,82	0,24	12,68	2,17	0,58	0,04	3,08	1,63	2,82	2,46	2,00	-	100,37	Джиндара, Центральный уч.
12/72	80,80	0,21	12,25	0,46	0,44	сл.	0,94	0,17	-	3,50	1,63	0,23	100,65	Тагамир
15/72	73,39	0,21	14,75	1,80	0,33	-	0,77	0,36	5,75	1,90	1,21	0,12	100,59	Агарап, Нарчеван
6945	79,34	0,26	12,30	1,79	0,28	0,01	0,56	0,56	0,90	3,00	1,73	-	100,73	Напутджихский участок
6946	71,95	0,26	15,52	3,43	0,28	0,01	0,63	0,72	1,46	4,20	2,16	0,06	100,68	Напутджихский участок
3101	76,32	0,13	15,79	1,38	-	0,07	-	0,70	0,57	3,60	2,06	-	100,62	Лернадзор
3103	75,26	0,45	14,40	0,13	1,13	0,03	0,35	1,53	2,08	2,90	2,19	0,12	100,57	Лернадзор
7001	82,04	0,32	9,37	2,68	0,28	0,02	0,21	0,10	0,35	0,15	4,08	-	100,61	Шванидзор
6805	77,47	0,50	13,40	2,99	-	0,01	0,84	0,28	0,25	2,90	1,90	0,06	100,60	Агарап, Нарчеван
6806	71,00	0,39	16,17	4,06	0,28	-	0,90	1,38	0,26	2,20	4,09	0,10	100,83	Агарап, Нарчеван
6809	75,00	0,39	16,73	1,38	-	сл.	0,90	0,37	0,22	3,40	2,17	0,14	100,70	Агарап, Нарчеван
6810	72,68	0,46	17,39	0,84	0,28	сл.	1,20	0,23	3,90	1,55	2,09	0,26	100,88	Агарап, Нарчеван

Авторы Н.А.Карамян, Р.Н.Таян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитики С.А.Дехтринян, Э.Ш.Григорян

Изменение химического состава лернадзорских
андезито-базальтов при образовании вторичных кварцитов

Окислы	Весовые проценты		к-во	к-во	вынос	привнос
	андези- то-ба- зальт	вторичный кварцит	(в г)в ₃ 100 см ³ андези- то-ба- зальта	(в г)в ₃ 100 см ³ вторич- ного кварци- та	абсолют- ная раз- ница в	в % к мас- се окисла в 100 см ³
SiO ₂	47,25	75,83	133,71	198,67	+64,96	48,58
TiO ₂	0,54	0,13	1,53	0,34	- 1,19	77,77
Al ₂ O ₃	19,63	15,69	55,55	41,10	-14,45	26,01
Fe ₂ O ₃	5,42	1,37	15,33	3,58	-11,75	76,64
FeO	6,68	не обн.	18,90	-	-18,90	100,00
MnO	0,17	0,07	0,48	0,18	- 0,30	62,50
CaO	9,91	не обн.	28,04	-	-28,04	100,00
MgO	6,09	0,70	17,23	1,83	-15,40	89,37
п.п.п.	1,72	2,06	4,86	5,39	+ 0,53	10,90
P ₂ O ₅	0,07	0,17	0,20	0,44	+ 0,24	120,00
CO ₂	-	не обн.	-	-	-	-
Na ₂ O	1,89	0,40	5,34	1,04	- 4,30	80,52
K ₂ O	0,63	3,58	1,78	9,38	+ 7,60	426,96
Сумма	100,00	100,00	282,95	261,95	-21,00	
Объем- ный вес в г/см ³	2,83	2,62			вынос 21	

К в а р ц является основным породообразующим минералом вторичных кварцитов Зангезурского рудного района. Его содержание часто достигает до 97% в монокварцитовых фациях метасоматитов. Размеры зерен кварца варьируют в значительных пределах от 0,05 до 2 мм. Наиболее мелкозернистые разновидности прерудных метасоматитов встречаются среди терригенно-осадочных образований верхнего мела и палеогена.

Кварц рассматриваемых пород обычно обнаруживает волнистое погасание, а в отдельных случаях и слабую двуосность (2V до 10-12°).

С е р и ц и т (гидрослюда) - одна из наиболее распространенных минералов описываемых метасоматитов. Наиболее значительное развитие серицита отмечается во вторичных кварцитах по гранитоидам и дайковым породам кислого состава. Изучение политипных модификаций серицитов из вторичных кварцитов Зангезурского рудного

района установило, что эти серициты относятся главным образом к высокотемпературной модификации $2M_1$ (табл.30).

Т а б л и ц а 30

Политипные модификации серицита	
Вторичные кварциты	
место взятия образца	политипная модификация
уч. Давачи, Наджаран	$2M_1$
Джиндара	$2M_1 + 1M$
Нор Аревин	$2M_1$
Тей	$2M_1$
Агарак	$2M_1$

Н о р у н д при небольших содержаниях (до 8-10%) является весьма распространенным минералом вторичных кварцитов Зангезура. Образует как удлиненные кристаллы, так и зерна округлой формы. Размеры выделений до 0,01мм по длинной оси. Двупреломление порядка 0,008. Наиболее крупные прямоугольные выделения корунда отмечаются в метасоматитах из гранитоидов со значительным содержанием андалузита.

Р у т и л в изученных вторичных кварцитах установлен нами лишь в шлифах и представлен единичными зернами, линзовидными скоплениями, а также маломощными прожилками. Наибольшие содержания этого минерала (до 3%) наблюдаются в кварц-серицит-андалузитовой фации вторичных кварцитов.

Представляют интерес детальные исследования рутилов вторичных кварцитов района Сваранцкого месторождения (Межлумян, 1973).

Результаты химического анализа отмеченных рутилов приведены в табл.31.

Т а б л и ц а 31

Химический состав рутила

№ обр.	TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	V ₂ O ₅	MgO	n.n.n.	Nb	Zr	
21	85,28	7,80	2,70	1,32	0,62	0,30	0,68	1,0	0,3	100,0

Хим.лаб. ИГН АН АрмССР, аналитик А.А.Петросян

Н а о л и н и т - д и к н и т. Во вторичных кварцитах Лерна-

дзорской зоны среди серицитовых обособлений отмечены единичные прямоугольные выделения размером до 0,1 x 0,5 мм. Отмечается слабая спайность по второму пинакoiду. Цвет слабopозоватый. Наблюдаются зональные двойникоподобные участки, развивающиеся вкpест удлинению минерала. Угол погасания в пределах 20-25°, что указывает на возможность диагностировать этот минерал как динкит.

А н д а л у з и т. Образует в основном призматические кристаллы размером до 3 мм, с хорошо выраженной спайностью, пересекающейся под углом, близким 90°. В проходящем свете бесцветный, угасание прямое. Удлинение отрицательное. Двупреломление порядка 0,009-0,010.

С и л л и м а н и т встречен в отдельных шлифах вторичных кварцитов Капутджихского участка, в ассоциации с андалузитом. Содержание его не превышает 7%. Представлен мельчайшими бесцветными, сильно удлинёнными призмами, которые часто собраны в сноповидные агрегаты. Двупреломление высокое, порядка 0,020. Удлинение положительное.

Ц и р к о н во вторичных кварцитах имеет широкое распространение, но содержание его не превышает 3-5%. Наиболее характерен для вторичных кварцитов из магматических пород Мегринского плутона и Баргушата. Представлен изометричными, короткопризматическими зёрнами, размером 0,01-0,5 мм. В шлифах в проходящем свете бесцветный, розоватый, угасание прямое. Двупреломление высокое - порядка 0,040.

Д и а с п о р отмечен в единичных шлифах в районе с. Калер. Образует редкие короткопризматические зёрна, размером до 0,05 мм, с хорошо выраженной спайностью. Удлинение отрицательное. Двупреломление высокое - порядка 0,045. В проходящем свете слабо-розоватый.

Б а р и т установлен в двух обнажениях описываемых предрудных метасоматитов центральной части Мегринского плутона. Наблюдаются также редкие маломощные прожилки барита в ассоциации с кварцем. Двупреломление порядка 0,012. Удлинение отрицательное. Бесцветный. Угол оптических осей по одному определению (два выхода осей) соответствует 40°.

Т у р м а л и н во вторичных кварцитах региона встречается редко. Отмечен на двух участках: Мегри-Тейской зоне на юге и Аревинском участке на северо-западе. Представлен радиально-лучистыми агрегатами.

7. Околорудно-измененные породы (околотрещинный метасоматоз)

В этой подглаве приводится описание околорудноизмененных пород, сформировавшихся в ореоле рудоносных прожилков различных минеральных ассоциаций.

Н а л и ш п а т и з и р о в а н н ы е п о р о д ы получили распространение на Каджаранском, Дастанертском и Агаранском месторождениях. Под микроскопом порода имеет гранобластовую структуру, которая характеризуется присутствием изометричных кристаллобластических зерен кварца и калиевого полевого шпата. На некоторых участках отмечаются реликты монцонитовой структуры первичной породы. Количественное изменение состава компонентов при полевошпатизации пород месторождений представлено в табл.32. Из таблицы видно, что при калишпатизации происходит интенсивный привнос Si, K, Na взамен чувствительного выноса Ti, Al, Fe²⁺, Fe³⁺, Ca, Mg

Т а б л и ц а 32

Изменение состава монцонитов
Каджаранского месторождения при калишпатизации

Оксиды	Весовые проценты		Н-во(в г)	Н-во(в г)	Вынос-привнос	
	монцонит неизме- ненный	монцонит полево- шпатизи- рованный	в 100см ³ свежего монцонита	100см ³ изменен- ного мон- цонита	абсол. в % к мас- разн. в г	в % к мас- се окисла в 100см ³
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,74	64,87	146,13	163,46	+17,33	20,20
TiO ₂	1,03	0,50	2,96	1,26	- 1,70	54,34
Al ₂ O ₃	20,47	15,63	58,95	39,38	-19,57	28,20
Fe ₂ O ₃	4,23	2,07	12,18	5,21	- 6,97	54,01
FeO	4,34	1,53	12,49	3,85	- 8,64	66,89
MnO	0,08	0,01	0,23	0,02	- 0,21	90,47
MgO	6,69	2,37	19,26	5,97	-13,29	66,68
CaO	3,86	0,87	11,11	2,19	- 8,92	78,82
K ₂ O	4,02	6,94	11,57	17,48	+ 5,91	62,30
Na ₂ O	2,78	3,32	8,00	8,36	+ 0,36	12,21
H ₂ O	0,04	-	0,11	-	+ 0,11	100,00
п.п.п.	1,72	1,89	4,95	4,76	+ 0,19	3,40
Сумма	100,00	100,00	287,94	251,94	-35,40	
Объем. вес в%	2,88	2,52			вынос 36	

Аналогичная картина отмечается и при полевошпатизации граносиенитов Агаракского и роговинов Дастакертского месторождений (табл.33).

Т а б л и ц а 33

Изменение составов роговинов Дастакерта
при калишпатизации

Окислы	Весовые проценты		Н-во (в г) 100 см ³ свежего рогови- ка	Н-во(в г) в 100 см ³ гидротер- мально из- менен. ро- говина	Вынос - привнос	
	роговик неизмененный	гидротермально изменен. роговик			абсол. разни- ца в г	в % к массе окисла 100 см ³ рогов.
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,46	67,36	144,19	171,09	+26,90	18,65
TiO ₂	0,75	0,30	1,95	0,76	- 1,19	61,02
Al ₂ O ₃	18,09	15,18	47,03	38,55	- 8,48	18,03
Fe ₂ O ₃	4,60	1,69	11,96	4,29	- 7,67	64,13
FeO	3,65	1,24	9,49	3,14	- 6,35	66,91
MnO	-	0,17	-	0,43	+ 0,43	100,00
MgO	3,47	1,35	9,02	3,42	- 5,60	62,08
CaO	5,59	2,42	14,53	6,14	- 8,39	57,74
Na ₂ O	3,21	4,43	8,34	11,25	+ 2,91	34,89
K ₂ O	3,45	4,86	8,97	12,34	+ 3,37	37,56
п.п.п.	1,73	1,00	4,49	2,54	- 1,95	43,42
Сумма	100,00	100,00	259,97	253,95	- 6,02	
Объем.вес	2,60	2,54			вынос 6,0	

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т на Наджаранском месторождении характеризуется малым углом оптических осей $2V = -52^\circ$. На Дастакертском месторождении калиевый полевой шпат проявляется в кварц-полевошпат-халькопиритовой ассоциации, где образует небольшие кристаллы, размер которых достигает 3-5мм, особенно в пустотках прожилков, сцементированных халькопиритом. Здесь Н-полевой шпат относится к нерешетчатому микроклину. Измерение констант на федоровском столике показало: $Ng - 86^\circ$

$P.(001)Nm - 8^\circ$ $2V = -84^\circ$

$Np - 84^\circ$

Химическим анализом в Н-полево шпате установлены следующие содержания щелочей: $H_2O - 8,58$, $Na_2O - 1,24$.

Биотитизация имеет ограниченное распространение в пределах медно-молибденовых рудных полей и установлена на Джиндаринском и Наджаранском месторождениях. Под микроскопом биотитизированные породы характеризуются неравномернозернистой структурой и в основном состоят из биотита, который интенсивно развивается по темноцветным минералам и плагиоклазу.

Окварцевание наиболее широко проявлено на Джиндаринском месторождении, где оно тесно связано с кварц-халькопирит-борнитовой минеральной ассоциацией, и на Дастакертском месторождении в связи с кварц-полевошпат-халькопиритовой минеральной ассоциацией.

Кварц-серицитовое изменение является наиболее характерным типом околорудного изменения ряда минеральных ассоциаций.

Кварц-серицитовые породы состоят из кварца, серицита, К-полевого шпата; в незначительном количестве присутствуют карбонат и хлорит. Структура кварц-серицитовой породы лепидогранобластовая. В промежутках изометрических зерен кварца развивается серицит в виде плотного чешуйчатого агрегата. Карбонат встречается часто, но в небольшом количестве и он образован за счет разложения основного плагиоклаза. В полях серицитизированных пород довольно часто отмечаются мономинеральные микропрожилки серицита, которые отчетливо пересекают кварц-полевошпат-халькопиритовые прожилки более ранней минеральной ассоциации.

Было проведено изучение изменения химического состава роговиков и гранодиоритов Дастакертского месторождения при кварц-серицитовом изменении (табл.33 и 34). Как видно из таблицы, при кварц-серицитовом изменении происходит значительный вынос железо-магний-кальциевых компонентов и значительный привнос Si и K; для гранодиоритов характерен вынос тех же компонентов с включением Na и привнос K и H₂.

Чисто отобранные чешуйки серицита были подвергнуты химическому анализу в лаборатории ИГН АН Арм.ССР (аналитик З.Ш.Гаспарян) (табл.35).

Как видно из химического анализа и структурной формулы, серицит относится к фенгиту: $N_g - 1,589$; $N_p - 1,561$; $N_g - N_p = 0,028$.

Наряду с описанными минералами довольно часто, но в ограниченном количестве, встречаются рутил в виде хорошо образованных

кристаллов (рис.48) и апатит. Количественное изменение компонентов при серицитизации гранодиоритов Дастакертского месторождения представлено в табл.36.

Т а б л и ц а 34

Изменение состава роговиков при серицитизации
в I кварц-молибденит-халькопиритовую стадию
Дастакертского месторождения

Окислы	Весовые проценты		Н-во(в г) в 100см ³ свежего роговика	Н-во(в г) в 100см ³ гидротерм. изменен. роговика	Вынос - привнос	
	роговик	гидротер- неизме- ненный	мально изменен- ный рого- вик		абсол. разни- ца в г	в % к массе окисла в 100см ³ роговика
SiO ₂	55,56	65,32	244,45	159,38	+14,93	10,33
TiO ₂	0,75	0,24	1,95	0,58	- 1,37	70,25
Al ₂ O ₃	18,09	17,25	47,03	42,09	- 4,94	10,50
Fe ₂ O ₃	4,60	2,49	11,96	6,07	- 5,89	49,20
FeO	3,65	0,96	9,49	2,34	- 7,15	75,34
MnO	-	0,10	-	0,24	+ 0,24	100,00
MgO	3,47	1,50	9,02	3,66	- 5,36	59,42
CaO	5,59	2,29	14,53	5,58	- 8,95	61,59
Na ₂ O	3,21	1,49	8,34	3,63	- 4,71	56,40
K ₂ O	3,45	3,79	8,97	9,25	+ 0,28	3,10
п.п.п.	1,63	4,57	4,24	11,15	+ 6,91	162,90
Сумма	100,00	100,00	259,98	243,97	-16,01	
Объемн. вес	2,60	2,44			Вынос 16,00	

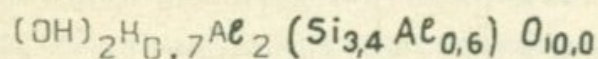
Т а б л и ц а 35

Химический состав серицита

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	KaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
53,80	0,09	33,11	0,55	-	сл.	сл.	-	5,56	1,93	4,30	1,00	100,34

Автор Н.А.Нарамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР, аналитик А.А.Пет-
росян

Упрощенная после пересчета формула имеет следующий вид:



Изменение состава гранодиоритов
при серицитизации во II медно-молибденовую стадию

Окислы	Весовые проценты		Н-во(в г) в 100см ³ свежего гранодиорита	Н-во(в г) в 100см ³ измененного гранодиорита	Вынос - привнос	
	гранодиорит неизменен.	гранодиорит гидротермально измененный ^{x)}			абсол. разница в граммах	в % к массе окисла в 100см ³ гранодиорита
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61,86	66,64	165,78	165,93	+0,15	0,009
TiO ₂	0,51	0,33	1,36	0,82	-0,54	39,70
Al ₂ O ₃	18,40	18,92	49,31	47,11	-2,20	4,40
Fe ₂ O ₃	2,91	1,43	7,79	3,56	-4,23	54,30
FeO	2,23	0,20	5,97	0,49	-5,48	91,80
MnO	-	0,09	-	0,22	+0,22	100,00
MgO	1,78	0,96	4,77	2,36	-2,41	50,50
CaO	5,72	3,20	15,32	7,96	-7,36	48,00
Na ₂ O	3,57	1,23	9,56	3,06	-6,50	68,00
K ₂ O	2,51	4,14	6,72	10,30	+3,58	53,20
п.п.п.	0,51	2,87	1,36	7,14	+5,78	425,00
Сумма	100,00	100,00	267,94	248,95	-18,99	
Объемн. вес	2,68	2,49			вынос 19	

Автор Н.А.Карамян. Хим.лаб. ИГН АН Арм.ССР; аналитик - С.Дехтрикян

Возрастные взаимоотношения серицита с рудным минералом устанавливаются довольно однозначно. Молибденит и халькопирит, как правило, поздние по отношению к серициту. Они цементируют выделения серицита. Пирит же, образованный во вмещающих породах, является более ранним (рис.49).

Были исследованы политипные модификации серицита из околорудноизмененных пород медно-молибденовых и золото-сульфидных месторождений (табл.37).

Как видно из таблицы, для околорудноизмененных пород ранних минеральных ассоциаций характерен высокотемпературный политип 2M₁, а для поздних ассоциаций - низкотемпературный политип 1M.

В результате анализа рефлексов упомянутых политипных модификаций серицита были определены параметры их элементарных ячеек (табл.38).



Рис. 48. Выделение игольчатых кристаллов рутила в серицитизированных гранодиоритах. Дастакертское месторождение. Ув. x70. Ник. II.

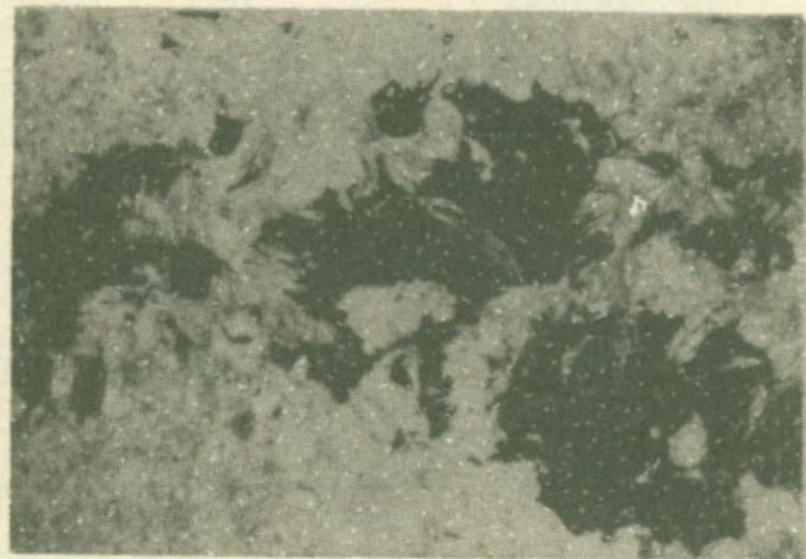


Рис. 49. Взаимоотношение между пиритом и серицитом. Агаракское месторождение. Ув. x30. Ник. II

Адуляры являются характерным минералом окколорудноизмененных пород медно-молибденовых и золото-сульфидных месторождений. Обычно он характерен для кварц-серицитовых измененных пород (березиты), где адуляры образуют оторочку вокруг выделений пирита (рис. 50). Адуляры имеют $2V = 60-63^\circ$, $N_p = 1,517$. Нередко отмечаются мономинеральные прожилки адуляра, секущие серицитизированные породы.

Распределение политипных модификаций
2М₁ и 1М серицитов в околорудноизмененных
породах различных минеральных ассоциаций

Минеральная ассоциация	Месторождение	Политип	
1 кварц-молибденит-халькопиритовая	Дастакерт	2М ₁	1М
П кварц-молибденит-халькопиритовая	Дастакерт	2М ₁	1М
Кварц-пиритовая	Дастакерт	1М	2М ₁
Кварц-сфалерит-галенитовая	Дастакерт	1М	2М ₁
Кварц-халькопиритовая	Наджаран	2М ₁	
Кварц-пиритовая	Наджаран	1М	2М ₁
Кварц-пиритовая	Аткиз	1М	
Кварц-сфалерит-галенитовая	Наджаран	1М	2М ₁
Кварц-пиритовая	Тей-Личкваз	1М	
Кварц-сфалерит-галенитовая	Тей-Личкваз	1М	2М ₁
Кварц-халькопиритовая	Агарак	2М ₁	
Кварц-пиритовая	Агарак	2М ₁	1М

Т а б л и ц а 38

Модификации	П а р а м е т р ы			
	а	б	с	ρ
1М	5,16-5,20 ^о А	8,96-9,0 ^о А	9,9-10,4 ^о А	99 ^о 45-100 ^о 21
			19,5-20,1 ^о А	95 ^о - 95 ^о 30

К а р б о н а т и з а ц и я, как было отмечено ранее, является характерным типом пострудного изменения вмещающих пород на ряде медно-молибденовых месторождений и нередко накладывается на раннее образованные зоны серицитизации.



Рис. 50. Кварц-серицитовые породы (березит). Найма адуляра вокруг зерен пирита. Ув. x40. Ник.П.

Структура карбонатизированных пород обычно мозаичная, обусловлена полигональным очертанием выделенного карбоната. Карбонат интенсивно развивается по серициту, зачастую даже отдельные участки серицитового агрегата заключены в карбонатных выделениях вследствие захвата последних. Состав карбоната в измененных породах соответствует доломиту. Доломит в гидротермально измененных породах имеет зональное строение. Показатели преломления $N_o = 1,696-1,716$; $N_e = 1,509-1,531$.

Н и з к о т е м п е р а т у р н о е о к в а р ц е в а н и е (халцедонизация) проявляется только на Наджаранском месторождении и затрагивает исключительно дайки гранодиорит-порфиров Центрального участка. Процесс халцедонизации гранодиорит-порфиров начинается с замещения основной массы, которая приобретает криптокристаллическую структуру. В породе наблюдается большое количество прожилков, сложенных гребенчатым кварцем: рудный минерал в прожилках не отмечается. Другой тип окварцевания - это порода с гранулитовой структурой, нередко линзовидными формами зерен кварца, которые располагаются в породе грубопараллельно.

Н а о л и н и з и р о в а н н ы е п о р о д ы имеют широкое развитие в пределах Наджаранского, Агаранского и Джиндаринского месторождений. Интенсивно каолинизированные монцониты Наджаранского месторождения сложены в основном глинистым минералом (каолином), карбонатом, бесцветным хлоритом, кварцем. Отмечаются реликты Н-полевого шпата. Глинистые минералы и карбонат составляют основной фон породы. На Наджаранском месторождении каолинит

тесно сростается с серицитом. Это говорит о том, что в целом наиболее благоприятными породами для образования каолинита являются серицитизированные. Под микроскопом каолинит характерен удлиненным чешуйчатым кристаллом, показатели преломления $N_g = 1,566$, $N_p = 1,559$, $2V = +88$. Межплоскостные расстояния линий каолинита из Наджаранского месторождения приведены в табл.39

Т а б л и ц а 39

№№ пп	J	$\frac{ad}{n}$	№№ пп	J	$\frac{ad}{n}$	Примечание
1	10	7,2	7	3	2,49	Снято на ДРОН-2 Со- Аналитик Э.Х.Хуршудян
2	3	4,47	8	4	2,88	
3	5	4,26	9	5	2,283	
4	9	3,57	10	3	2,015	
5	3	3,45	11	4	1,491	
6	4	2,56				

Кривая нагревания указанного каолинита из Наджаранского месторождения представлена на рис.51.

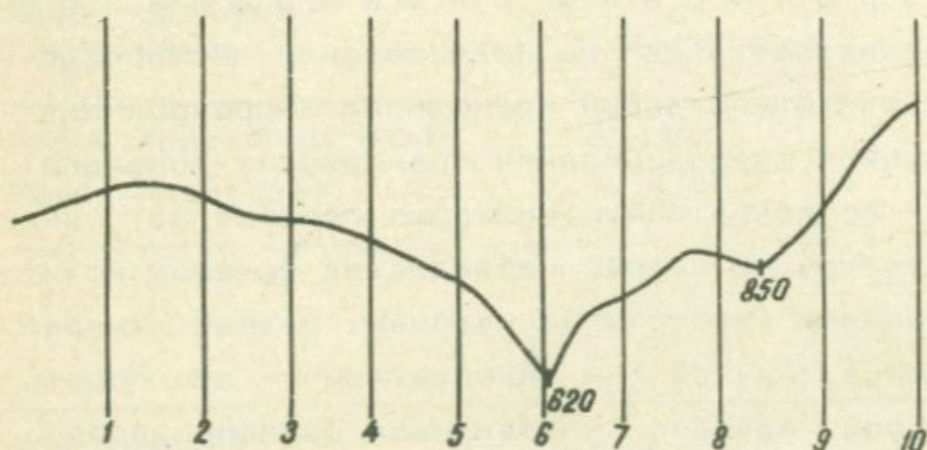


Рис.51.Кривая нагревания каолинита.Наджаранское месторождение.

Каолинизация монцонитов приводит к выносу Si , Ti , Fe^{3+} , Mn , Ca , Mg , K и Na . В сильно каолинизированных монцонитах отмечается несколько повышенное содержание Al и Fe^{2+} (табл.40).

Изменение состава монцонитов при каолинизации

Окислы	Весовые проценты		Н-во(в г) в 100см ³ свежего монцони- та	Н-во(в г) в 100см ³ каолини- зирован. монцонита	Вынос - привнос	
	монцонит неизме- ненный	монцонит каолини- зирован- ный			абсол. разница в г	в % к массе окисла в 100см ³
SiO ₂	50,74	43,36	135,98	107,53	-28,45	20,92
TiO ₂	1,03	3,57	2,76	1,41	- 1,35	48,91
Al ₂ O ₃	20,47	23,46	54,85	58,18	+ 3,33	6,00
Fe ₂ O ₃	4,23	1,42	11,33	3,52	- 7,81	68,90
FeO	4,34	5,36	11,63	13,29	+ 1,69	14,60
MnO	0,08	0,05	0,21	0,12	- 0,09	42,80
CaO	6,69	6,30	17,92	15,62	- 2,30	12,80
MgO	3,86	1,80	10,34	4,46	- 5,88	56,86
K ₂ O	4,02	1,10	10,77	2,87	- 7,90	73,35
Na ₂ O	2,78	0,63	7,45	1,56	- 5,89	79,00
H ₂ O	0,04	0,14	0,10	0,34	+ 0,24	240,00
п.п.п.	1,72	15,75	4,60	39,04	+34,44	748,70
Сумма	100,00	100,00	267,94	247,94	вынос 20,00	
Объемн. вес	2,68	2,48				

У1. СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МЕТАСОМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Выяснение вопросов взаимосвязи процессов оруденения и процессов метасоматоза имеет большое значение в оценке возможной перспективности рудоносности всех изученных метасоматитов.

По характеру связи с процессами оруденения нами выделяются три категории метасоматитов (табл.41).

Т а б л и ц а 41

Взаимосвязь метасоматитов с процессами образования рудных минералов

Типы метасоматитов, либо метаморфических пород, с формированием которых рудные минералы не образуются	Типы метасоматитов, с формированием которых отмечается образование небольшого количества рудных минералов	Метасоматические процессы, тесно ассоциирующие с формированием руд
Региональные пропилиты	Скарны (биометасоматические)	
Контактовые роговики	Амфибол-биотит-магнетит-апатитовая ассоциация	Калишпатизация, биотитизация, окварцевание, кварц-серицитовое изменение
Амфибол-плаггиоклазовые метасоматиты	Кварц-турмалин-мусковитовые грейзены	
Нальцифиры везувиановые	Пропилиты предрудного кислотного выщелачивания	
Плаггиоклаз-пироксеновые метасоматиты	Вторичные кварциты предрудного кислотного выщелачивания	

К первой категории относятся те метасоматиты, с которыми рудные минералы не образуются. К метасоматитам второй группы отнесены те метасоматиты, с формированием которых связано небольшое ко-

личество рудных минералов. Наконец, к третьей категории относятся те метасоматические образования, которые формируются в тесной связи с процессами оруденения.

Как видно из таблицы, к первой категории метасоматитов относятся: региональные пропилиты, формирующиеся в генетической связи с вулканогенными комплексами эоцена, контактовые роговики (алюмосиликатные и известковые), плагиоклаз-роговообманковые и плагиоклаз-пироксеновые метасоматиты, кальцифиры везувияновые.

Ко второй категории метасоматитов относятся скарны биометасоматические, амфибол-биотит-магнетит-апатитовая ассоциация, грейзены, пропилиты предрудного кислотного выщелачивания, вторичные кварциты предрудного кислотного выщелачивания.

Наконец к третьей группе метасоматитов относятся околорудно-измененные породы, т.е. те, которые непосредственно сопровождают процесс оруденения. Изменения, которые при этом имели место представлены калишпатизацией, биотитизацией, кварц-серицитовыми изменениями (березитизация), карбонатизацией, каолинизацией.

Необходимо отметить, что для метасоматитов второй категории, где образуется небольшое количество рудных минералов, таких, как магнетит, пирит, халькопирит, молибденит, указанные рудные минералы образуются в конце гидротермального процесса. Это наглядно обнаруживается из схемы минералообразования скарнового процесса, составленной Н.А.Нарамьяном (рис.52) для скарново-рудных полей Зангезура, и характерно для амфиболит-биотит-апатит-магнетитовой ассоциации, кварц-турмалиновых грейзенов, пропилитов и вторичных кварцитов.

В третьей категории метасоматитов, которые образуются в тесной генетической связи с процессами оруденения, устанавливаются четкие возрастные взаимоотношения между образованием рудных минералов. Здесь, как будет видно из последующего изложения материала, в первую очередь образуются сопутствующие оруденению метасоматиты, а затем формируются сами руды, т.е. идет массовое выпадение рудных минералов в процессе нейтрализации растворов.

Наиболее ранней минеральной ассоциацией многих медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района является кварц-магнетитовая минеральная ассоциация, которая сопровождается калишпатизацией на Наджаранском месторождении и биотитизацией на Джиндаринском.

Минеральные ассоциации Минералы	Скарновая пироксен-гранатовая	Водносиликатная кварц-эпидотовая	Гидротермальная окисно-сульфидная	Кальцитовая
Пироксен. мон.	—			
Волластонит	—			
Гранат	—			
Роговая обманка	—			
Скаполит	—			
Хлорит	—			
Апатит	—			
Кварц	—	—	—	
Эпидот		—		
Магнетит			—	
Гематит			—	
Шеелит			—	
Молибденит			—	
Халькопирит			—	
Пирит			—	
Сфалерит			—	
Галенит			—	
Кальцит				—

Рис. 52. Схема минералообразования скарнового процесса по К.А.Нарамяну.

На Дастакертском месторождении калишпатизация сопровождает формирование руд калишпат-кварц-халькопиритовой минеральной ассоциации. Для кварц-молибденитовой минеральной ассоциации Каджаранского, Агаракского и Айгедзорского месторождений окolorудного изменения не отмечается, что свидетельствует о том, что нет контрастности между химизмом растворов и химизмом вмещающих пород. Для более поздних минеральных ассоциаций, таких, как кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая и кварц-сфалерит-галенитовая, четко устанавливается ореол окolorудного изменения, представленный безрезитизацией, при этом окolorудные изменения постоянно предшествуют рудоотложению.

С целью решения вопроса изменения физико-механических свойств горных пород в процессе формирования и образования метасоматитов в пределах рудных полей, нами изучены пористость и упругость как неизмененных пород, так и метасоматитов. Для этой цели использовано более 150 образцов. Определены объемные веса, эффективная пористость и параметры упругих свойств. Исследования проводились по методике Б.П.Беликова и др.(1964). Объемный вес определялся методом гидростатического взвешивания, эффективная пористость - свободным водонасыщением со взвешиванием образца через 1,3,5,10, 15,30 и 45 суток. Упругие свойства метасоматитов определены динамическим методом на модернизированном приборе УЗИС-ЛЭТИ.

Результаты определения физико-механических свойств неизмененных пород приведены в табл.42.

Как видно из таблицы, для неизмененных пород свойственны низкие значения эффективной пористости и высокие значения упругих параметров. Эти результаты свидетельствуют о неблагоприятности среды для локализации полезных компонентов.

Характерная особенность измененных пород проявляется в том, что коэффициент Пуассона почти всех рудовмещающих пород относительно низкий и колеблется от 0,12 до 0,19. Это говорит о том, что эти породы более хрупкие и являются благоприятной средой для трещинообразования.

При постмагматических процессах физико-механические свойства вмещающих пород существенно меняются (табл.43). Наблюдается уменьшение эффективной пористости (0,70-1,34%) контактово-метасоматических пород - скарнов, значения упругих параметров невысокие, модуль Юнга гранатовых скарнов достигает $14,72 \cdot 10^5$ кг/см². Увеличение объемного веса гранатовых и пироксен-плагиоклазовых

Физико-механические свойства неизменных пород из рудных полей

П о р о д а	Число образцов	Объем- ный вес г/см ³	Эффек- тивная порис- тость, %	Упругие свойства					Местонахождение
				км/сек <i>V_p</i>	км/сек <i>V_s</i>	коэффи- циент Пуассо- на	модуль Юнга кг/см ²	модуль сдвига кг/см ²	
Гранодиориты	31	2,65	1,06	5,84	3,39	0,24	7,25	3,12	Дастакврт
Гранодиориты	2	2,60	1,22	5,63	3,37	0,22	7,25	2,95	Гехи
Андезито-базаль- товые порфиры	2	2,95	0,44	6,23	3,74	0,22	10,04	4,13	Гехи
Монциты	3	2,73	0,84	4,64	3,04	0,13	5,67	2,22	Наджаран
Порфировидный гранит	3	2,61	0,37	4,76	3,12	0,12	5,74	2,54	Наджаран
Порфировидный гранодиорит	2	2,58	0,89	4,40	2,45	0,27	4,00	1,55	Джиндара
Гранодиорит- порфиры (шток)	3	2,58	1,66	4,20	2,64	0,17	5,23	1,80	Джиндара
Гранодиориты	2	2,63	0,81	4,75	2,68	0,27	4,75	1,88	Агарак
Граносиениты	8	2,61	0,86	4,46	2,94	0,12	5,04	2,26	Агарак
Лейнократовые порфировидные гранодиориты	5	2,65	0,77	5,21	3,23	0,19	6,54	2,76	Агарак

Физико-механические свойства метасоматитов

Генетические типы постмагматических процессов	Объемный вес, г/см ³	Эффек- тивная порис- тость, %	V _p км/сек	V _s км/сек	Коэффи- циент Пуассо- на	Модуль Юнга E · 10 ⁵ х кг/см ²	Модуль сдвига C · 10 ⁵ х кг/см ²	Местонахождение
Региональные про- пилиты	2,78	0,97	5,43	3,31	0,20	7,38	3,04	Каджаран
Контактово-мета- соматические скарны	3,43	1,34	6,85	3,87	0,25	12,88	5,20	Нефашен
	2,89	1,01	6,42	3,62	0,26	9,45	3,83	Нефашен
	3,42	0,99	6,94	4,24	0,18	14,72	6,19	Дрнаджар
	3,33	0,70	6,70	3,49	0,23	12,81	5,30	Дрнаджар
Ранняя щелочная стадия (амфибол- плагиоклазовые метасоматиты)	2,77	1,80	4,55	2,68	0,24	4,87	1,98	Пхрут
Ранняя кислотная стадия (грейзены)	2,68	0,99	5,83	3,32	0,26	7,50	2,95	Ванк
	2,35	7,35	5,59	3,37	0,22	6,47	2,67	Мазмазан
	2,43	4,81	4,32	2,97	0,04	4,52	2,15	Сахарная головка
Стадия предрудного выщелачивания (вто- ричные кварциты)	2,63	1,30	5,00	3,15	0,16	6,12	2,61	Лернадзор
	2,50	5,50	4,84	2,90	0,22	5,20	2,11	Пхрут
	2,61	3,00	2,95	2,83	0,11	4,90	2,16	Напутджих
	2,53	3,74	4,97	3,40	0,13	5,89	2,69	Мазмазан
	2,70	0,38	5,61	3,70	0,12	8,24	3,66	Зейва
	2,64	1,35	5,34	3,42	0,15	7,10	3,05	Богаджух

Примечание: V_p - скорость продольных волнV_s - скорость поперечных волн

скарнов (до $3,43 \text{ г/см}^3$) связано с привнесом тяжелых компонентов. Предрудные высокотемпературные метасоматические образования (амфиболиты, грейзены, вторичные кварциты) резко отличаются по физико-механическим свойствам от скарнированных пород. Наблюдается ощутимое возрастание эффективной пористости, исключение составляют вторичные кварциты района Зейва, которые имеют наименьшую эффективную пористость среди всех пород (0,38%).

Коэффициент Пуассона вторичных кварцитов колеблется от 0,04 до 0,22, а модуль Юнга - от 4,52 до $8,29 \cdot 10^{-5} \text{ кг/см}^2$. Это свидетельствует о том, что предрудный метаморфизм изменил физико-механические свойства исходных пород, что нашло свое выражение в уменьшении прочности и в увеличении хрупкости.

В табл.44 приведены результаты анализов физико-механических свойств околорудных метасоматитов.

Приведенные данные значительно отличаются от данных исходных неизменных пород. В основном наблюдается уменьшение объемного веса. Исключение составляет процесс биотитизации. Это объясняется тем, что привносятся компоненты темноцветных минералов, объемный вес которых значительно выше.

Наблюдается увеличение эффективной пористости во всех типах измененных пород. По данным эффективной пористости метасоматические образования можно подразделить на две группы: высокотемпературные, которые имеют относительно низкие значения эффективной пористости (2,00; 2,54), это полевошпатизированные и биотитизированные породы и низкотемпературные метасоматиты, эффективная пористость которых в 2-3 раза выше, чем эффективная пористость предыдущей группы. Это серицитизированные, карбонатизированные и каолинизированные породы. Околорудные метасоматические образования имеют пониженные значения упругих параметров.

Сравнивая приведенные результаты измерений (табл.44), довольно отчетливо выделяем серицитизированные породы, модуль упругости и коэффициент Пуассона (2,80 и 0,08) которых являются наиболее низким.

Из сказанного следует, что гидротермально-метасоматические образования являются благоприятной средой для циркуляции рудных растворов и осаждения минералов или рудных компонентов.

Физико-механические свойства околорудноизмененных пород

Тип изменения	Объем- ный вес, γ г/см ³	Эффек- тивная порис- тость,	Скорость упру- гих волн		Коэф- фици- ент Пуас- сона	Упругие пара- метры	
			V_p км/сек	V_s км/сек		модуль Юнга $E \cdot 10^5$ кг/см ²	модуль сдвига 10^5 кг/см ²
Полевошпати- зация	2,61	2,00	5,05	2,75	0,27	5,02	2,10
Бiotитизация	2,70	2,54	4,55	2,78	0,21	5,01	2,08
Серицитизация	2,55	5,51	3,88	2,62	0,08	2,80	1,75
Карбонатизация	2,56	5,21	4,28	2,72	0,16	4,55	1,96
Наолинизация	2,50	6,04	4,30	2,50	0,23	3,94	1,61

VIII. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МЕТАСОМАТИТОВ

Описываемые метасоматические образования Зангезурского рудного района были подвергнуты термобарометрическим исследованиям.

Заслуживающие внимания данные были получены при исследованиях вторичных кварцитов и скарновых образований. Первые из них исследованы методом декрипитации на вакуумном декриптометре; скарновые же образования, помимо отмеченного метода, исследовались также и методом гомогенизации.

С к а р н ы. Из группы скарнов нами детально изучены контактовые скарны Нефашена и жильные скарны Гехи и Нилита.

В скарнах Нефашена исследовались образцы пород в разрезе, поперечном скарновой залежи, по всей метасоматической колонке (табл.45).

Методом гомогенизации изучались газовой-жидкие включения гранатов из пироксен-гранатовых, волластонит-гранатовых и гранатовых скарнов: декрипитации подвергались мономинеральные фракции (0,20-0,25 мм) граната, отобранные из тех же пород, а также кварц и кальцит рудной стадии. Данные исследований приведены в табл.45.

Газово-жидкие включения, обнаруженные в гранатовых скарнах, имеют неправильную форму, размер 0,01-0,02 мм, температуру гомогенизации 480-500°C в жидкую фазу. Последнее обстоятельство говорит об образовании скарнов из гидротермальных растворов.

Те же образцы для проверки были подвергнуты декрипитации; массовые взрывы включений пришлось на интервал температур 500-540°C. Более высокие значения температур, полученные методом декрипитации, обусловлены необходимостью дополнительного повышения температуры в системе для растрескивания включений.

Следует отметить, что на кривой декрипитации четко фиксиру-

ется пик взрывов и на интервале температур 200-220⁰С, что свидетельствует о наложенной низкотемпературной гидротермальной минерализации и подтверждается данными гомогенизации включений в кварцах рудной стадии.

Т а б л и ц а 45

Температуры образования скарновых пород и минералов

Местонахождение	Наименование породы	Исследуемые минералы	Температура в ⁰ С	
			декрипитации	гомогенизации
Контактные скарны Нефашена	Гранатовый скарн	Гранат	500-540	480-500
	Волластонит-гранатовый скарн	Гранат	540-560	520-540
	Пироксен-гранатовый скарн	Пироксен Гранат	510-550 500-540	500-520
Жильные скарны	Нилит	Гранатовый скарн	Гранат	500-550
	Гехи	Волластонит-гранатовый скарн	Гранат	520-560

Изучения, проводимое над волластонит-гранатовыми породами, показало, что температура гомогенизации включений в гранатах этих пород составляет 520-540⁰С. Декрипитация включений из этих же пород дала температуру 540-560⁰С.

Образование пироксен-гранатовых пород происходило примерно при тех же температурах, что и гранатовых скарнов - данные гомогенизации по гранату дают температурный интервал 500-520⁰С. Декрипитация включений пироксенов происходит при температуре 510-550⁰С, граната - 500-540⁰С. Жильные скарны Гехи и Нилита исследовались только методом декрипитации. Включения мономинеральных фаций граната показали температурный интервал 500-550⁰С для скарнов Нилита и 520-560⁰С для скарнов Гехи.

В т о р и ч н ы е к в а р ц и т ы Зангезурского рудного района исследовались методом декрипитации. Были отобраны разрезы

среди кварц-серицитовых и монокварцитовых фаций в пределах Агаракского рудного поля, в бассейне р. Мегри (Тагамир, Цакнар), в полях развития порфировидных интрузивов, в бассейне р. Гехи и северного Баргушата. Раздельно исследовались вторичные кварциты по вмещающим вулканогенно-осадочным породам и интрузивным образованиям. На полученных кривых декрепитации устанавливаются отдельные пики, соответствующие определенным температурным интервалам. Эти интервалы в целом соответствуют температурам образования известных рудных стадий (кварц-пиритовой, кварц-халькопиритовой и кварцевой), что ранее нами было установлено для медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Такие пики приходятся на температурные интервалы 200-220⁰С, 280-300⁰С и 380-400⁰С.

Для описываемых вторичных кварцитов кварц-серицитовой и монокварцитовой фаций устанавливается температурный интервал их образования 500-520⁰С, причем эти температуры характерны для вторичных кварцитов, образовавшихся как за счет вулканогенных образований, так и за счет интрузивных пород. В настоящее время описываемые разновидности метасоматитов исследуются более совершенным и точным методом гомогенизации газовой-жидких включений. Это даст возможность проявить дифференцированный подход к изучению газовой-жидких включений с выделением первичных и наложенных процессов. На данном этапе подобные исследования, как уже отмечалось, проведены нами на гранатах и кальцитах скарновых месторождений.

IX. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАНТЕРИСТИНА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучение геохимических особенностей метасоматических и метаморфических образований подчинено общей цели настоящей книги - выяснению связи с магматизмом и рудообразованием. Проявления рассматриваемых связей весьма многообразны. Ряд факторов, в значительной мере обуславливающих процесс рудной минерализации и определяющих его отношение к магматизму, метаморфизму, метасоматизму, может быть освещен геохимическими данными. К числу указанных вопросов относятся: роль растворов, вызывающих метаморфизм и метасоматоз, привнос рудных компонентов, вынос этих компонентов из исходных пород, условия создающие возможность их последующей концентрации; степень наложения рудной минерализации на метасоматические и метаморфические образования. Для их выявления проведены геохимические исследования, заключающиеся в сравнительном изучении распределения содержаний элементов и их взаимосвязи в метасоматитах и исходных породах.

Использованные в геохимическом изучении статистические и другие математические методы дают однозначные ответы на вопросы и не уступают традиционным геолого-минералогическим методам ни по точности, ни по детальности полученных результатов.

Для выяснения геохимических особенностей метасоматитов проведена статистическая обработка результатов спектральных анализов проб всех типов рассматриваемых образований. В данной главе использовано более 1500 спектральных анализов проб метасоматитов и изверженных пород на следующие элементы: **Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Ge, Sr, Mo, Cu, Rb, Ag, Zn, Sn, Ba** . Из них следует в первую очередь выделить группу рудных элементов, определяющих специфику промышленного оруденения района исследования: **Cu, Mo, Pb, Zn Ag** и сопутствующий сульфидному оруденению . Остальные элементы преимущественно концентрируются в породообразующих минералах.

Для некоторых магматических пород, контактовых и гидротермальных метасоматитов проведен факторный анализ, позволяющий выявить наиболее характерные для них ассоциации элементов.

1. Статистическая характеристика содержаний элементов в метасоматитах

Статистические распределения содержаний элементов рассмотрены в качестве показателей их перераспределения, происходящего в связи с процессами метасоматоза и метаморфизма. Подобное применение распределения основано на следующем.

Согласно теореме о сложении дисперсий, совместное действие процессов, вызывающих дисперсию содержания элемента, приводит к увеличению ее дисперсии в конечном продукте. На основании этого в результате связанного с метасоматозом перераспределения элемента величина дисперсии его содержаний в метасоматитах должна быть больше по сравнению с исходными породами. Такое соотношение дисперсий не зависит от знака перераспределения элемента, т.е. не зависит от того, привносится он или выносится из исходных пород. Последнее определяет величину среднего содержания элемента. На основании этого, при высоких значениях дисперсии высокие величины средних содержаний служат признаком привноса, низкие - выноса. Низкие значения дисперсии свидетельствуют о стабильности распределения элемента в исходных породах, т.е. отсутствии перераспределения элемента в связи с метасоматическим процессом. В этом случае высокие средние содержания элемента в метасоматитах являются свидетельством обогащенности исходных пород данным элементом и, наоборот, низкие средние содержания - бедности. Такое толкование, естественно, справедливо в определенном приближении. На самом деле картина распределения элементов в природе сложнее и для ее выяснения требуется учет всех доступных геолого-минералогических критериев. Ниже описывается поведение элементов в основных типах метасоматитов.

А м ф и б о л о в ы е м е т а с о м а т и т ы согласно принятой в данной работе классификации представляют собой продукты одной из ранних стадий метасоматических процессов - железо-магнезиального метасоматоза, связанного с интрузивными породами, второй фазы габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Рассмотрены

продукты метасоматоза монцонитовой интрузии, обнажающиеся выше с.Наджаран, на левом берегу р.Вохчи и в устье ущелья Пхрут.

Параметры распределения элементов в указанных породах приведены в табл.46. Для сравнения здесь же приводятся данные по амфиболитам, развитым в районе с.Шванидзор, в метаморфизованной толще и представляющим собой результат глубокого динамометаморфизма. По приведенным данным устанавливается следующая общая картина поведения рассмотренных элементов.

Из петрогенных элементов в рассматриваемых породах одинаково повышенным по сравнению с кларком содержанием обладает ванадий. Другие петрогенные элементы содержатся меньше кларка. При этом содержания **Mn, Ni, Co** одинаковы в обеих породах, **Ti** - меньше в образованиях Пхрута. Содержание хрома существенно повышено в амфиболовых метасоматитах Пхрута, а германия - Наджарана. В последних резко повышены содержания ряда рудных элементов - **Mo, Cu, Ag** и бария. Амфиболовые метасоматиты Наджарана развиты в пределах левобережного рудного участка, где работами предыдущих лет обнаружены геохимические аномалии меди и молибдена. Этот факт объясняет высокие содержания указанных рудных элементов. Невысокие содержания **Pb** и **Zn** объясняются зональностью рудной минерализации на данном участке - аномалии этих элементов расположены значительно восточнее, далеко за пределами распространения метасоматитов. Поведение рудных элементов и бария, обычно сопутствующего гидротермальному процессу, и, возможно, германия, полностью соответствует привносу в процессе рудной минерализации. Одновременно свободные от рудной минерализации метасоматиты Пхрута содержат эти элементы в количествах, близких к кларку. Сочетание этих двух фактов свидетельствует в пользу независимого поведения указанных элементов от процесса амфиболизации.

Грейзеновые кварц-турмалиновые породы являются продуктами ранней кислотной стадии метасоматитов, связанной с габбро-монцонит-сиенитовым (Ванк,Аткиз) и габбро-диорит-граносиенитовым (Аревис) комплексами.

Указанные метасоматиты представляют собой грейзеновые породы, но отличаются друг от друга некоторыми минералого-петрографическими особенностями. Метасоматиты с.Аревис по минеральному составу наиболее типичны для названных пород, имеют турмалин-мусковитовый состав. Метасоматиты уч.Аткиз представлены кварц-турмали-

Т а б л и ц а 46

Статистические параметры распределения содержаний элементов в амфиболовых метасоматитах

Элементы	П х р у т			Н а д ж а р а н			Ш в а н и д з о р		
	C%	S%	V	C%	S%	V	C%	S%	V
Mn	0,054	0,027	0,5	0,06	0,015	2,5	0,07	0,11	1,6
Ni	0,002	0,001	0,5	0,002	0,0004	0,2	0,0015	0,001	0,7
Co	0,0015	0,001	0,1	0,0015	0,0003	0,2	0,003	0,002	0,7
Ti	0,21	0,06	0,3	0,47	0,39	0,8	0,47	0,41	0,9
V	0,015	0,008	0,5	0,018	0,006	0,3	0,009	0,01	1,1
Cr	0,0025	0,0025	1,0	0,001	0,001	1,0	0,0017	0,0019	1,1
Ge	$7 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	0,6	$15 \cdot 10^{-5}$	$15 \cdot 10^{-5}$	1,0	$7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	0,7
Sr	0,08	0,04	0,5	0,085	0,051	0,6	0,016	0,019	1,2
Mo	$8 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	0,9	0,018	0,07	3,8	$5 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	1,1
Cu	0,011	0,11	10	0,13	0,09	0,7	0,007	0,004	0,6
Pb	0,001	$6 \cdot 10^{-5}$	0,6	0,0009	0,0001	0,1	0,0004	0,0001	0,3
Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	0,0002	0,0002	1,1	$0 \cdot 10^{-5}$	$0 \cdot 10^{-5}$	0,0
Zn	0,007	0,003	0,4	0,004	0,0009	0,2	0,005	0,005	1,0
Sn	-	-	-	-	-	-	$7 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	0,6
Ba	0,017	0,006	0,3	0,089	0,059	0,7	0,001	0,006	6,0

C - среднее содержание элемента

S - среднее квадратическое отклонение

V - коэффициент вариации

новыми прожилками и жилами мощностью до 30-40 см и другими метасоматическими телами неправильной формы. Метасоматиты участка Ванк представлены гранодиоритами с равномерной вкрапленностью звездчатых агрегатов турмалина. Параметры распределения содержащих элементов в рассматриваемых метасоматитах приведены в табл. 47.

Величины параметров распределения содержаний **Mn, Ti, V, Cr, Ge** характеризуются весьма устойчивым относительным соотношением в метасоматитах. Наиболее высоким средним содержанием указанных элементов и дисперсий обладают метасоматиты уч. Аревис, средними величинами этих параметров - метасоматиты уч. Аткиз, минимальным - уч. Ванк. Невысокие содержания этих элементов и небольшие дисперсии дают основание считать, что данная специфика содержаний этой группы элементов связана с процессом метасоматоза.

Рудные элементы и барий, связанные с рудной минерализацией, ведут себя в рассматриваемых породах неодинаково. Молибден и свинец обладают высоким содержанием и дисперсией в метасоматитах уч. Аравис. Средние содержания, и в особенности дисперсии, этих элементов достигают величин, характерных для рудной минерализации.

Содержания меди довольно высокие в метасоматитах уч. Аткиз. Таким образом, в данных метасоматитах коррелируют содержания молибдена и свинца. Содержания **Zn, Ag, Sn, Ni** и **Co** не отличаются для рассматриваемых разностей метасоматитов.

Приведенные данные указывают на независимые друг от друга поведения таких элементов, как **Cu** и **Mo, Pb** и **Zn**, обычно тесно связанных в рудной минерализации данного района.

Региональные пропилиты представляют собой продукты эволюционного изменения пород эоценового вулканогенно-осадочного комплекса. Исследованиями были охвачены породы эпидот-хлоритовой фации, как получившие в регионе наибольшее распространение.

Изучены эпидот-хлоритовые метасоматиты в верховьях р. Давачи, где преобладают вулканогенно-осадочные фации пирамсарской толщи. Параметры распределения содержаний элементов в данных метасоматитах сравниваются с соответствующими величинами, характеризующими неизменные порфириты вулканогенной толщи эоцена, по которой развиваются метасоматиты. Для некоторых элементов использованы также фоновые содержания.

Т а б л и ц а 47

Статистические параметры распределения элементов
в грейзеноподобных кварц-турмалиновых породах

Элементы	А р е в и с				А т н и з				В а н н			
	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$
Mn	0,15	0,23	1,5	2,5	0,015	0,018	1,2	<1	0,05	0,01	0,2	<1
Ni	0,002	0,0017	0,85	2,5	0,0009	0,0004	0,4	<1	0,0006	0,0001	0,2	<1
Co	0,0003	0,0002	0,66	1	0,0004	0,0003	0,7	<1	0,0004	0,0004	1,0	<1
Ti	0,25	0,22	0,9	1	0,18	0,078	0,4	<1	0,15	0,05	0,3	<1
V	0,014	0,013	0,9	1	0,009	0,006	0,6	<1	0,005	0,002	0,2	<1
Cr	0,0025	0,0024	0,1	1	0,001	$7 \cdot 10^{-4}$	0,7	<1	0,0001	$0,1 \cdot 10^{-6}$	0,01	<1
Ge	$7 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	0,6	1	$6 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	0,7	<1	$3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,7	<1
Sr	0,037	0,019	0,5	1	0,054	0,022	0,4	>1	0,014	0,022	1,5	<1
Mo	0,0055	0,0074	1,3	35	0,0002	0,0003	1,4	1	0,0002	0,0002	0,9	10
Cu	0,0036	0,002	0,5	1	0,05	0,06	1,2	4	0,003	0,0096	3,2	~1
Pb	0,0490	0,14	2,8	24	0,0008	0,0003	0,4	1	0,0009	0,0005	0,5	<1
Ag	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	1,0	1	$4 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	1,2	1	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	<1
Zn	0,0055	0,002	0,4	1	0,003	0,0016	0,5	1	0,0043	0,0018	0,4	~1
Sn	0,0009	0,0024	2,7	1	$8 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	0,4	1	$18 \cdot 10^{-5}$	$30 \cdot 10^{-5}$	1,7	<1
Ba	0,059	0,055	0,9	1	0,08	0,076	0,9	1	0,026	0,007	0,3	~1

$\bar{C}$ - среднее содержание элемента

S - среднее квадратическое отклонение

V - коэффициент вариации

$\bar{C}_{кл}$ - среднее содержание элемента в единицах кларка

На основании параметров распределения содержаний в пропилитах рассмотренные элементы разделяются на следующие группы (табл.48).

1. Элементы, имеющие пониженное по сравнению с кларком содержание. Из рудных элементов это - **Mo, Pb, Ag, Zn, Ba**, из петрогенных - **Ti, Ni, Co, V, Cu, Ge**; первые три элемента петрогенной группы отличаются особенно низким содержанием. Средние содержания приведенных элементов, кроме **Ti** и **Ge**, ниже и местного геохимического фона. Содержание последних элементов равно фоновому.

2. Элементы, средние содержания которых в пределах 1-2 кларка и выше геохимического фона:

Наряду со средними содержаниями элементы отличаются и величиной дисперсии. К числу элементов с высокой дисперсией относятся **Mo, Sr, Pb, V, Cr**. Малую величину дисперсии имеют **Zn, Mn, Ni, Co, Ti, Cr**. Вторая группа элементов, судя по их малым средним содержаниям, не участвовала в перераспределении элементов в связи с процессом пропилитизации.

Молибден и свинец, а также ванадий и хром, судя по их пониженному содержанию и большой дисперсии, могли быть вынесены из исходных пород в процессе метасоматоза.

М е т а с о м а т и т ы с т а д и и п р е д р у д н о г о к и с л о т н о г о в ы щ е л а ч и в а н и я. В эту стадию образовались пропилиты и вторичные кварциты, получившие широкое распространение в исследуемом районе. Опробованы многочисленные пространственно самостоятельные образования вторичных кварцитов.

Геохимические особенности каждого образования охарактеризованы отдельно. С этой целью, а также для обобщенной характеристики данных метасоматитов составлено 25 совокупностей проб, которые группируются по ряду признаков. В первую группу метасоматитов (табл.49) объединены вторичные кварциты, получившие распространение на севере Мегринского плутона и Западного Баргушата, а во вторую (табл.50) - гидротермальные метасоматиты южной части Мегринского района. Сравнительное рассмотрение метасоматитов позволяет выявить поведение элементов в связи с особенностями состава метасоматитов, различие или сходство в поведении элементов в однотипных по составу метасоматитах различных структурных зон.

В т о р и ч н ы е к в а р ц и т ы севера Мегринского плуто-

Статистические параметры распределения содержаний элементов в
региональных пропилитах (эпидотовая фация) и в исходных породах

Элементы	П р о п и л и т ы				П о р ф и р и т ы			
	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{\text{кл}}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{\text{кл}}$
Mn	0,077	0,015	0,2	~1	0,08	0,035	0,4	~1
Ni	0,0009	0,0003	0,3	~1	0,0023	0,0028	1,2	~3
Co	0,0006	0,0002	0,3	~1	0,001	0,0028	2,8	≤1
Ti	0,26	0,1	0,4	≤1	0,32	0,14	0,4	≤1
V	0,01	0,004	0,5	≤1	0,02	0,01	0,5	>1
Cr	0,0002	0,0001	0,5	<1	0,006	0,01	2,3	>1
Ge	$10 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	0,4	<1	$11 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	0,5	≥1
Sr	0,046	0,024	0,5	~1	0,045	0,021	0,5	~2
Mo	0,0002	0,0001	0,5	<1	0,0006	0,0017	2,6	6
Cu	0,017	0,013	0,8	10	0,016	0,013	0,8	4
Pb	0,0013	0,0006	0,5	<1	0,001	0,0012	1,3	~1
Ag	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	1,0	~1	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,8	<1
Zn	0,0056	0,0018	0,2	~1	0,0076	0,0018	0,2	~1
Sn	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,3	<1	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,9	<1
Ba	0,026	0,018	0,7	3	0,031	0,015	0,5	>1

$\bar{C}$ - среднее содержание элемента

S - среднее квадратическое отклонение

V - коэффициент вариации

$\bar{C}_{\text{кл}}$ - среднее содержание элемента в единицах кларка

Статистические параметры распределения содержаний элементов во вторичных кварцитах

№ выбор- ни	Местонахождение	Марганец				Никель				Нобальт				Титан				Ванадий			
		$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
3	Верховье р.Сисиан	0,001	0,001	0,8	<1	0,0005	0,0004	0,8	<1	0,0001	0,0001	0,8	<1	0,14	0,11	0,8	<1	0,009	0,003	0,3	<1
11	Бассейн р.Гехи	0,083	0,14	1,7	>1	0,001	0,0001	0,1	~1	0,0013	0,0017	1,3	>1	0,32	0,36	1,2	<1	0,008	0,008	1,0	<1
15	Наджаран, верховье																				
	р.Давачи	0,016	0,027	1,7	<1	0,001	0,005	5,0	~1	0,0003	0,0003	1,1	<1	0,15	0,09	0,6	<1	0,006	0,004	0,6	<1
16	Бохаджих	0,087	0,022	0,4	>1	0,0004	0,0001	0,3	<1	0,0005	0,0003	0,6	~1	0,15	0,11	0,7	<1	0,003	0,001	0,3	<1
14	Наджаранский р-н																				
	с.Лернадзор	0,097	0,053	0,6	>1	0,0028	0,0073	2,6	>1	0,0012	0,0013	1,1	>1	0,29	0,14	0,5	<1	0,014	0,016	1,1	2

Продолжение таблицы 49

1	Хром				Германий				Стронций				Молибден				Медь			
	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{г/т}$	Sr/т	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$
1	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
3	0,0024	0,0015	0,6	~1	$0,4 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	0,7	1	0,06	0,045	7,5	<1	0,0003	0,0004	1,4	2	0,0003	0,0003	1,0	<1
11	0,0024	0,004	1,7	~1	0,6	0,5	0,8	1	0,020	0,022	1,1	<1	0,0007	0,0012	1,3	3,5	0,005	0,006	1,2	>1
15	0,0007	0,002	2,7	<1	0,5	0,3	0,6	1	0,006	0,012	2,0	<1	0,0005	0,0007	1,2	2,5	0,015	0,014	0,9	4
16	0,0001	0,000	0,0	<1	0,8	0,5	0,6	1	0,050	0,052	1,0	~1	$2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	1,5	0,1	0,003	0,001	0,4	~1
14	0,005	0,001	0,2	>1	0,8	0,9	1,1	1	0,024	0,025	1,0	~1	0,0002	0,0003	1,2	1,5	0,006	0,011	1,9	>1

Продолжение таблицы 49

1	Свинец				Серебро				Цинк				Олово				Барий			
	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$
1	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
3	0,0033	0,0044	~1,3	1,5	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	2,5	~1	0,002	0,001	0,5	<1	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,4	<1	0,035	0,021	0,6	<1
11	0,0050	0,0014	~0,3	2,5	$2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	1,5	~1	0,012	0,018	1,5	2	$9 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	0,8	<1	0,053	0,067	1,3	<1
15	0,0028	0,0038	~1,2	1	$2 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	1,5	~1	0,005	0,006	1,2	~1	$9 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	0,3	<1	0,028	0,022	0,8	<1
16	0,0008	0,0011	<1,3	1	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	<1	0,002	0,002	1,0	<1	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,3	<1	0,035	0,036	1,0	<1
14	0,0017	0,0019	~1,1	1	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	<1	0,018	0,038	2,1	3	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	0,6	<1	0,058	0,066	1,1	<1

$\bar{C}$ - среднее содержание элемента
 S - среднее квадратическое отклонение
 V - коэффициент вариации
 $\bar{C}_{кл}$ - среднее содержание в единицах кларка

Продолжение таблицы 50

№ выб.	Местонахождение	М о л и б д е н					М е д ь					С в и н е ц					С е р е б р о			
		$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$
1	2	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
22	Мегринский р-н	0,0001	0,0018	1,4	6	1	0,01	0,02	2,0	3,0	1	0,002	0,002	1,0	~1	1	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	1,0	<1
17	Нор-Аревин	0,0003	0,0006	2,0	1,5	0,3	0,056	0,16	2,9	10	5,6	0,039	0,22	5,6	19	19	0,011	0,059	5,4	>200
19	Цанкар	0,0003	0,0003	1,0	1,5	0,2	0,013	0,013	1,0	3	1,3	0,002	0,0022	1,4	~1	0,6	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	2,5	<1
20	Шванидзор	0,0003	0,0004	1,2	1,5	0,3	0,005	0,005	0,9	1,5	0,5	0,002	0,002	1,0	~1	1	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	<1
21	Тагамир-I	0,0015	0,0043	43	10	1,3	0,009	0,01	1,1	3,0	0,9	0,01	0,02	2,0	5	5	$3 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	2,0	~1
23	Тагамир-II	$0,7 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	1,0	1	0,1	0,005	0,004	0,8	1,5	0,5	0,004	0,007	1,7	2	2	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	3,0	~1
25	Пушнан	0,0015	0,0053	3,5	10	1,2	0,004	0,006	1,5	1,0	0,4	0,001	0,0004	0,05	~1	0,4	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	<1

Продолжение таблицы 50

№ выб.	Ц и н к					О л о в о					Б а р и й				
	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	$S\%$	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$
1	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
22	0,025	0,059	2,0	4	1	$18 \cdot 10^{-5}$	$29 \cdot 10^{-5}$	1,6	<1	1	0,037	0,086	2,3	<1	1
17	0,06	0,16	2,8	9	<1	$5 \cdot 10^{-5}$	$0,0 \cdot 10^{-5}$	0,0	<1	0,3	0,024	0,027	1,1	<1	0,65
19	0,006	0,004	0,6	~1	1	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$	0,0	<1	0,3	0,018	0,009	0,5	<1	0,49
20	0,009	0,003	0,3	~1	1,5	$5 \cdot 10^{-5}$	$0,0 \cdot 10^{-5}$	0,0	<1	0,3	0,08	0,07	0,9	>1	1,2
21	0,0047	0,0026	0,5	<1	0,8	$5 \cdot 10^{-5}$	$0,0 \cdot 10^{-5}$	0,0	<1	0,3	0,022	0,02	0,9	<1	0,59
23	0,007	0,007	1,0	~1	1,2	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,3	<1	0,3	0,02	0,01	0,5	<1	0,54
25	0,006	0,012	2,0	~1	1,1	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,4	<1	0,3	0,028	0,022	0,8	<1	0,6

 $\bar{C}\%$ - среднее содержание элемента $S\%$ - среднее квадратическое отклонение V - коэффициент вариации $\bar{C}_{кл}$ - среднее содержание элемента в единицах кларка $\bar{C}_{ф}$ - среднее содержание элемента в единицах фона

Статистические параметры распределения содержаний элементов в гидротермальных метасоматитах Мегринского района

№ выб.	Местонахождение	Марганец					Никель					Кобальт					Титан				
		$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$	$\bar{C}\%$	S%	V	$\bar{C}_{кл}$	$\bar{C}_{ф}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
22	Мегринский р-н	0,07	0,09	1,4	~1	1	0,0010	0,0008	0,8	~1	1,0	0,0007	0,0007	0,9	~1	1	0,36	0,29	0,8	~1	1
17	Нор-Аревин	0,01	0,12	1,2	<1	0,15	0,0018	0,0017	0,9	<1	1,8	0,0014	0,0018	1,1	<1	1,9	0,35	0,27	0,8	~1	0,9
19	Цакнап	0,05	0,03	0,6	~1	0,75	0,0010	0,0019	1,9	~1	1,0	0,0001	0,0009	0,9	~1	1,3	0,25	0,08	0,3	~1	0,7
20	Шванидзор	0,17	0,15	0,9	3	2,5	0,0007	0,0003	0,4	~1	0,7	0,0007	0,0004	0,6	<1	0,9	0,15	0,09	0,6	<1	0,4
21	Тагамир-1	0,04	0,02	0,5	<1	0,6	0,0009	0,0002	0,2	~1	0,9	0,0005	0,0003	0,7	<1	0,7	0,28	0,06	0,2	~1	0,8
23	Тагамир-II	0,04	0,02	0,45	<1	0,04	0,0005	0,0001	0,2	<1	0,5	0,0008	0,0008	1,0	~1	1,1	0,31	0,05	0,2	~1	0,9
25	Пушпан	0,05	0,02	0,4	~1	0,75	0,0004	0,0001	0,25	<1	0,4	0,0004	0,0004	1,0	~1	0,5	0,13	0,05	0,4	<1	0,4

Продолжение таблицы 50

1	Ванадий					Хром					Германий					Стронций						
	C%		S%	V	Cкл	Cф	C%		S%	V	Cкл	Cф	C%	S%	V	Cкл	Cф	C%	S%	V	Cкл	Cф
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42		
22	0,013	0,011	0,85	~1	1	0,0016	0,0025	0,3	<1	1	18·10 ⁻⁵	22·10 ⁻⁵	2,7	<1	1	0,028	0,025	0,9	<1	1		
17	0,015	0,016	1,1	~1	1,15	0,0016	0,0024	1,5	<1	1	10·10 ⁻⁵	16·10 ⁻⁵	1,6	<1	0,53	0,009	0,012	1,3	<1	0,3		
19	0,013	0,007	0,5	~1	1,0	0,0006	0,0020	3,3	<1	0,4	4·10 ⁻⁵	1·10 ⁻⁵	0,5	<1	0,22	0,012	0,013	1,1	<1	0,4		
20	0,008	0,004	0,5	<1	0,6	0,0001	0·10 ⁻⁵	0,0	<1	0,01	5·10 ⁻⁵	4·10 ⁻⁵	0,8	<1	0,28	0,08	0,08	1,0	>1	3,0		
21	0,014	0,007	0,5	<1	1,1	0,0005	0,0007	1,5	<1	0,3	4·10 ⁻⁵	2·10 ⁻⁵	0,5	<1	0,22	0,019	0,01	0,5	<1	0,7		
23	0,01	0,002	0,2	~1	0,7	0,0001	0·10 ⁻⁵	0,0	<1	0,1	6·10 ⁻⁵	4·10 ⁻⁴	0,7	<1	0,33	0,022	0,017	0,8	<1	0,8		
25	0,004	0,001	0,25	<1	0,3	0,0001	0·10 ⁻⁵	0,0	<1	0,1	4·10 ⁻⁵	3·10 ⁻⁵	0,75	<1	0,22	0,005	0,006	1,2	<1	0,1		

на и Баргушата. Из распространенных в районе вторичных кварцитов здесь рассматриваются наиболее значительные по объему образования (табл.49). Это метасоматиты Каджаранского рудного поля в верховьях р.Давачи (выб.15), в окрестностях с.Лернадзор (выб.14) и с.Бохаджих (выб.16), совокупность проб кварцитов из широтной зоны в верховьях р.Сисиан, р-н с.Аревис (выб.3).

В табл.49 приведены также параметры распределения содержаний элементов во вторичных кварцитах басс. р.Гехи (выб.11), представленных, однако, небольшим числом проб.

Исходные породы, трансформированные в перечисленные кварциты, по составу весьма различны. В этих условиях на содержание элементов в метасоматитах влияют как различие их первичного содержания в исходных породах, так и перераспределения в процессе гидротермального метасоматоза. Сравнительное рассмотрение данной группы метасоматитов имеет целью выяснение роли указанных факторов в распределении элементов. На основе приведенных данных ниже рассматриваются особенности поведения элементов во вторичных кварцитах изученного района.

Из петрогенных элементов выделяется марганец резким различием содержания в рассмотренных кварцитах. Средние содержания остальных элементов различаются не более чем на один порядок. В то же время эти величины существенно не превышают кларк. Дисперсии элементов в общем в рассмотренной группе пород имеют небольшие величины и колеблются в небольших пределах. Сочетание приведенных особенностей поведения рассмотренных элементов не позволяет какой либо из них считать характерным для данного типа метасоматоза. С другой стороны, вторичные кварциты различных массивов и зон отличаются друг от друга по поведению отдельных элементов. Так, массив кварцитов в верховьях р.Давачи выделяется высокой дисперсией содержаний никеля, кобальта, стронция, хрома. Максимальные дисперсии элементов могут быть связаны с перераспределением, в частности, с их выносом в процессе образования вторичных кварцитов. Однако данное явление наблюдается лишь в отдельных образованиях метасоматитов и, видимо, необязательно для метасоматического процесса в общем.

Поведение рудных элементов во вторичных кварцитах также неодинаково. Среди них выделяются молибден, медь, частично свинец и цинк существенным различием средних содержаний в отдельных

участках кварцитов. Этот же параметр распределения содержаний серебра, олова, бария во всех массивах и зонах вторичных кварцитов примерно соответствует кларку или меньше этой величины. В отношении дисперсии этих элементов наблюдается более сложная картина. Пределы колебания дисперсии и коэффициента вариации каждого из элементов в данной группе метасоматитов весьма большие. В большинстве же объектов элементы имеют рядовые значения дисперсий. Приведенные данные свидетельствуют об отсутствии корреляции между поведением двух или группы элементов. Следует отметить также, что лишь в редких случаях для кварцитов отмечается сочетание максимальных значений рассмотренных параметров, свидетельствующее об обогащении породы этим элементом.

Так, максимальные значения среднего содержания, дисперсии и коэффициента вариации меди сочетаются в образованиях метасоматитов - верховьев р. Давачи, цинка - Лернадзорской зоны. Эти данные также свидетельствуют об отсутствии корреляции между рудными элементами, но не выясняют связи элементов с процессом образования кварцитов.

Гидротермальные метасоматиты южной части Мегринского района геохимически были изучены как в весьма значительных по масштабу проявлениях, так и в небольших образованиях. Первые представлены в данной группе самостоятельно, вторые объединены в одну общую выборку (табл. 50). Самостоятельно представлены следующие образования гидротермальных метасоматитов.

В районе с. Нор-Аревин в габброидах прослеживается зона метасоматитов близширотного простирания мощностью 10-15 м. Зона представлена кварц-серицитовой фазией вторичных кварцитов (выб. 17, табл. 50).

В районе с. Шванидзор в монцонитах, в полосе шириной примерно 400 м, развита серия зон близмеридионального и северо-восточного простирания, мощностью до 0,5 м.

Две близширотные зоны в районе с. Тагамир залегают в монцонитах, имеют мощность около 5-6 м и представлены кварц-серицитовыми кварцитами (выб. 21 и 23, табл. 50).

Зона вторичных кварцитов в Айгедзорском рудном поле имеет близширотное простирание и мощность в несколько десятков метров (выб. 25, табл. 50). Зона метасоматитов участка Цанкар имеет мощ-

ность более 50 м и прослеживается как в монцонитах, так и в дацитах. В первом случае преобладают кварц-серицитовые метасоматиты, (выб.19, табл.50), во втором - пропилиты.

Общая по району выборка является фоновой и в сравнении с ней выявляются специфические особенности поведения элементов в отдельных образованиях метасоматитов.

Параметры распределения содержаний элементов в группе метасоматитов Мегринского района приведены в табл.50.

Обобщая приведенные данные, следует отметить ряд особенностей поведения элементов в метасоматитах Мегринского района. Содержания петрогенных элементов в рассмотренных метасоматитах не превышают, как правило, величину кларка. За исключением указанных далее случаев, среднее содержание элементов в отдельных телах метасоматитов меньше, чем в совокупности метасоматитов района (выб.22). Указанное соотношение кларка, фоновых и средних содержаний свидетельствует, по-видимому, о том, что при образовании данных метасоматитов происходит в основном вынос **Mn, Ni, Co, V, Cr, Sr, Ge**. Превышающие геохимический фон средние содержания некоторых элементов характерны для нораревикской (**Ni, Co**), цакнарской (**Sr**) и шванидзорской (**Mn**) зон. Относительно высокое среднее содержание этих элементов в выборке 22, возможно, объясняется тем, что составляющие ее породы подвергнуты метасоматозу в различной (некоторые из них в меньшей) степени, чем породы остальных тел метасоматитов.

Дисперсия содержаний элементов в выборке 22, характеризующая совокупность метасоматитов района, является максимальной или одной из наиболее высоких в рассматриваемой группе пород. Такое соотношение величин дисперсий полностью соответствует сути данной выборки 22. Она составлена из геохимических проб метасоматитов, образованных за счет различных исходных пород, в различной степени переработанных и испытавших наложение процесса рудной минерализации. Поэтому дисперсия этой выборки складывается из дисперсий более неоднородных составных частей, чем любой из рассмотренных в данной группе метасоматитов. Тот факт, что это вызывает увеличение дисперсии, свидетельствует о существенном влиянии метасоматического процесса на распределение петрогенных элементов. Следует отметить также ряд особенностей в поведении рудных элементов и бария. В рассмотренной группе выделяется вы-

борка, характеризующая совокупность метасоматитов района. С указанной выше ее особенностью связаны высокие дисперсии содержаний **Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Ba**. Как правило, в ней средние содержания элементов имеют максимальные значения или уступают соответственному параметру метасоматитов, подвергнутых рудной минерализации. К числу последних относятся: кварциты нораревинской зоны, характеризующиеся высокими в отдельных пробах рудными концентрациями **Cu, Pb, Zn, Ag, Ba**; зона метасоматитов в районе с. Тагамир, в которой обнаружены высокие содержания **Mo, Pb** и зона в Айгедзорском рудном поле с высоким содержанием **Mo**. Во всех других образованиях метасоматитов, не испытавших наложение рудной минерализации, содержания рудных элементов выше в совокупности метасоматитов района.

Приведенные данные, по-видимому, свидетельствуют о том, что процесс образования вторичных кварцитов не сопровождался привносом этих элементов. Наоборот, возможен вынос из обогащенных ими исходных пород. Интересные данные дает сравнение содержаний элементов в двух близких по составу зонах метасоматитов, образованных в практически тождественных условиях и расположенных в непосредственной близости друг от друга. Эти метасоматиты существенно различаются по содержанию **Mo**, меньше **Pb, Ag, Ba** и сходны по **Cu** и **Zn**. Это свидетельствует, во-первых, о том, что высокие содержания рудных элементов в метасоматитах не связаны непосредственно с процессом их образования, во-вторых, о довольно независимом поведении меди и молибдена, обычно пространственно тесно связанных в месторождениях района.

2. Факторный анализ содержаний элементов в метасоматитах

Сравнительное изучение ассоциативности элементов в различных породах представляется целесообразным путем выяснения их взаимоотношений в определенных геологических условиях и изменения взаимосвязей с изменением геологических условий.

В практике изучения указанных взаимосвязей обычно в качестве исходных данных служит совокупность проб, представляющая геологическое образование или явление. Интерпретация такого исходного материала с целью характеристики геологического образования представляет собой задачу чрезвычайно большой сложности, связанной с большим объемом числовых данных. В данном случае объем исход-

ных данных определяется значениями содержаний 15 элементов во многих десятках и сотнях проб изученных пород.

Данная геологическая задача успешно решается с помощью факторного анализа, описанию и геологическому приложению которого посвящено много работ Голынно, (1975); Наджан и др. (1979), Бугаец (1976), Крамбейн, Грейбилл (1969).

В факторный анализ входит множество методов, предназначенных для анализа взаимоотношений в пределах заданного множества переменных или объектов. **Р** - модификация факторного анализа, использованная в настоящей работе, выявляет взаимосвязи между переменными (содержаниями элементов), характеризующими объект (геохимическую пробу). Факторный анализ позволяет получить минимальное количество новых переменных, являющихся линейными комбинациями исходных содержаний элементов, причем эти новые переменные содержат то же количество информации. Новые переменные, называемые факторами, представляют собой группы элементов, наиболее тесно связанные коррелятивными отношениями в геологическом образовании. При этом в каждом факторе возможно наличие двух групп элементов, связанных обратной корреляцией. Фактор можно представить в виде вектора и использовать в качестве координатной оси, направление которой показывает увеличение роли группы элементов, имеющих положительное значение факторной нагрузки (вклада в фактор) и уменьшение - альтернативной, составленной элементами с отрицательными вкладами.

В применяемой в данной работе модификации факторы не коррелируют друг с другом, т.е. графически это взаимно перпендикулярные векторы и могут быть использованы в качестве ортогональной системы координат для изображения используемого аналитического материала. Число факторов в данном анализе определяется величиной дисперсии исходного материала при выбранной детальности его изучения. Как правило, достаточно большую информацию несут первые два фактора, что практически позволяет ограничиваться при геологической интерпретации данных.

Значение главных факторов для каждой геохимической пробы использовано для построения графиков в системе координат, составленной двумя первыми главными факторами, приведенными ниже. Горизонтальная ось диаграммы-графика представляет собой **I** главный фактор, вертикальная - **II** главный фактор. Каждая проба на графике

представлена соответствующей фигуративной точкой, координаты которой определяются значениями указанных главных факторов для данной пробы. Эти графики показывают степень однородности и специфические области неоднородности изучаемого геологического образования вмещающих пород и метасоматитов. Факторному анализу подвергнуты содержания 15 элементов в трех совокупностях проб гидротермальных метасоматитов. Одна из них представляет гидротермальные метасоматиты бассейна р.Шенатаг (выб.6, табл.51), другая - бассейн верхнего течения р.Сисиан (выб.8, табл.51). Таким образом, сравнение этих двух совокупностей, различающихся по региональному принципу, служит выяснению роли этого фактора во взаимосвязях элементов.

В самостоятельную совокупность объединены пробы гидротермальных метасоматитов из отдельных выходов в бассейне верхнего течения р.Сисиан, образованных за счет андезито-базальтов, входящих в состав вулканогенной толщи (выб.7, табл.51). Из рассматриваемых совокупностей данная выборка наиболее однородна в отношении состава исходных пород, являющегося фоном, на котором развивается перераспределение элементов, связанное с гидротермальным метасоматозом. Одновременно породы, составляющие данную совокупность, различны по степени развития и характеру этого процесса. Поэтому данная совокупность в наибольшей мере отражает характерную для гидротермального метасоматоза специфику взаимоотношений элементов. Наряду с совокупностями гидротермальных пород, рассмотрены также роговики и другие контактовые метасоматиты, за счет которых образованы гидротермальные породы. Рассмотрение роговиков, мигматитов и метагаббро обусловлено необходимостью сравнения данных факторного анализа гидротермальных метасоматитов с исходными связями между минералами.

Первые факторы рассматриваемых гидротермальных метасоматитов имеют много общего между собой. Прежде всего - это большое число элементов с близкими положительными значениями факторных нагрузок, что соответствует наличию для этих пород ассоциации большого числа тесно связанных друг с другом и одинаково важных элементов. Этим общим для гидротермальных метасоматитов свойством эти породы отличаются от рассмотренных выше контактовых метасоматитов. Одновременно из рассматриваемых трех совокупностей проб метасоматитов две, наиболее близкие по своему содержанию (выб.6

Т а б л и ц а 51

Структура первых трех главных факторов
метасоматических пород района исследований

№ пп	№ выб.	Породы	Структура факторов		
			I фактор	II фактор	III фактор
1	2	Роговики, район сс. Лернашен, Гехи	$Cr_8 Zn_7 Mn_7 Pb_6 Ge_6 Ag_6 Co_5 Ni_4 Ba_4 Mo_2$	$V_6 Cu_6 Ti_5 Ba_3 Mn_3 Sr_3$	$Ti_6 Ge_3 V_3 Sn_3 Sr_3 Ba_2 Ag_6$ $Mo_3 Pb_3 Cr_3 Cu_2$
2	5	Мигматиты, метагаббро в экзоконтакте Лернашенской интрузии	$Co_8 Ni_7 Mn_5 Ti_5 Ge_5 Cr_5 Cu_4 Zn_4 V_4 Sn_2$ $Ba_6 Pb_4 Mo_4 Sr_4 Ag_3$	$V_6 Cu_6 Ti_5 Sr_4 Mn_2 Ba_{0,4} Zn_{0,3}$ $Cr_7 Ni_{5,5} Ge_2 Sn_2 Mo_1 Pb_1 Ag_1 Co_1$	$Sr_6 Zn_5 Pb_5 Ba_3 Mn_3 Ge_3 Sn_2$ $Ag_3 Mo_3 Cu_2 V_2 Cr_{0,5} Ni_{0,3} Ge_{0,1}$
3	6	Гидротермальные метасоматиты, образованные за счет вулканог. и интруз. пород Лернашен.	$Mn_9 Ni_8 Co_8 Ti_7 Cr_7 Zn_6 Ge_6 Cu_6 V_5 Sn_2$ $Ag_2 Ba_4 Pb_2 Mo_2$	$Mo_9 Pb_9 Ag_8 Cu_4 Cr_3 Ba_1 V_1$ $Ni_1 Sr_3 Ge_2 Co_2 Ti_{0,6}$	$V_5 Pb_4 Ti_4 Co_3 Mo_3 Sr_2 Zn_2 Sn_5$ $Cr_4 Cu_4 Ba_4 Ag_3 Ni_{2,5} Ge_1 Mn_1$
4	7	Гидротерм. метасом., развитие по порфиритам, их туфолоавобренч., р-н с. Аревис	$Mn_5 Sr_5 Co_5 Ti_5 Cr_{3,5} V_3 Ge_{0,2} Sn_{0,1}$ $Zn_7 Pb_7 Ba_6 Ag_5 Cu_3 Mo_{0,5}$	$Sn_8 Ni_7 Cu_7 Cr_6 Pb_2 V_2 Sr_1$ $Mo_1 Ti_4 Mn_4 Zn_2 Ba_1 Co_1$	$Co_5 Zn_5 Ti_4 Mn_4 V_4 Pb_4 Ge_3 Cu_3$ $B_2 Ni_2 Mo_6 Sr_3 Cr_{0,4} Sn_{0,2}$
5	8	Гидротерм. метасомат., развитие по вулканич. (P_2^2 , N_2^1) и дайковым породам, р-н с. Аревис	$Ni_9 Co_7 Ge_7 Sr_7 Ti_6 Cr_6 Mn_5 Zn_3 Ag_2$ $Sn_1 V_1 Pb_1 Ba_5 Mo_2$	$Mn_4 Co_3 Zn_2 V_1 Ti_1 Ag_{0,5} Pb_8$ $Mo_7 Cr_4 Ba_4 Sr_4 Sn_3 Ni_2 Ge_2$	$Sn_5 V_5 Co_2 Ni_1 Ge_1 Cr_1 Ti_{0,6} Zn_7$ $Ag_4 Cu_3 Pb_3 Mn_3 Ba_2 Mo_1 Sr_{0,4}$

и 8, табл. 51), обнаруживают почти тождественную структуру первых факторов. За незначительным исключением (**Mn, Zn, Pb**) факторные нагрузки элементов в обоих случаях одинаковы.

Третья совокупность (выб. 7, табл. 51), несколько отличная по своей сути от первых двух, наряду с указанной общностью свойств отличается от них также следующими особенностями структуры первого фактора. Роль элементов с положительными структурными нагрузками (**Mn, Sr, Co, Ti, Cr**) значительно меньше, чем элементов с отрицательными нагрузками (**Zn, Pb, Ba, Ag, Cu**). При этом вторая ассоциация составлена рудными элементами и сопутствующим процессу их накопления барием.

Первая же ассоциация сходна по составу с соответствующими группами элементов двух других рассматриваемых метасоматитов. Однако в данной совокупности наиболее четко выражена большая роль рудных элементов, находящихся в отрицательной корреляционной связи с петрогенными элементами. Это позволяет породы, составляющие данную совокупность, представить в виде ряда образований с переменным составом, один из крайних членов которого отличается максимальной ролью рудных элементов, другой - петрогенных. Описанные ассоциации элементов и их взаимоотношения отражают различную степень обогащенности гидротермальных метасоматитов рудными элементами. Породы с наиболее выраженной ролью рудных элементов подверглись, возможно, рудной минерализации.

Вторые факторы гидротермальных метасоматитов по своему составу, структуре подтверждают выводы, построенные на данных о первом факторе. Прежде всего это - наибольшее сходство между вторыми факторами совокупностей, имеющими одинаковое геологическое содержание. Затем отмечается большая роль рудных элементов (**Mo, Pb, Ag, Cu**) в данном факторе и различный с петрогенными элементами знак их факторной нагрузки.

Во всех совокупностях гидротермальных метасоматитов наблюдается уменьшение роли петрогенных элементов при увеличении значения рудных элементов. Это приводит к выводу о том, что большие концентрации рудных элементов связаны, по-видимому, с рудным процессом, нарушающим связи петрогенных элементов в гидротермальных метасоматитах. При этом указанное соотношение двух групп элементов более отчетливо выражено в первом факторе для совокупности (выб. 7, табл. 51), представляющей район с заметной рудной

минерализацией. В других двух совокупностях (выб.6 и 4, табл.51) в гидротермальных метасоматитах в этом отношении выделяется второй фактор. По сущности факторного анализа второй фактор охватывает меньшую долю дисперсий содержания элементов, т.е. отражает менее важные для данных совокупностей геологические процессы, в частности процесс обогащения метасоматитов рудными элементами.

На рис.53 представлен компонентный график (выб.6, табл.51) гидротермальных метасоматитов басс. р.Шенатаг, представленных кварцитами и в различной степени измененными гранодиоритами, порфиритами и гранодиорит-порфирами. Указанные разновидности пород выделены на графике различными значками, их компонентные точки на графике не обособляются. Несколько выделяются кварциты, обнаруживающие наибольшую дисперсию относительно II фактора, положительное направление которого характеризуется доминированием ассоциации рудных элементов. Такое расположение свидетельствует о значительной изменчивости роли этой ассоциации элементов в различных пробах кварцитов. Остальные разновидности рассмотренных на графике пород имеют преобладающую дисперсию по I фактору, их компонентные точки расположены в III и IV четвертях графика, характерных доминирующей ролью петрогенных элементов и металлов группы железа. Для части из этих точек, тяготеющих своим положением к отрицательной части I фактора, несколько возрастает роль ассоциации **Pb** и **Mo**.

Таким образом, рассматриваемая совокупность пород характеризуется высокой, хотя и неодинаковой, ролью рудных элементов. Некоторые компонентные точки характеризуются только рудными элементами в комбинации с **Ba** (II четверть), остальные - в комбинации с различными петрогенными элементами (III, IV, I четв.). Это обстоятельство, возможно, свидетельствует о двух путях привноса рудных элементов - с гидротермальным метасоматозом и при наложении рудной минерализации.

На рис.54 представлена компонентная диаграмма гидротермально измененных пород вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена, развитых в верховьях р.Сисиан (выб.7, табл.51). Эти метасоматиты по фациальным разностям исходных пород на графике не обособляются. Разброс компонентных точек относительно обоих факторов значителен. Компонентные точки одинаково равномерно расположены во всех четвертях графика. Данная совокупность пород, как и в пре-

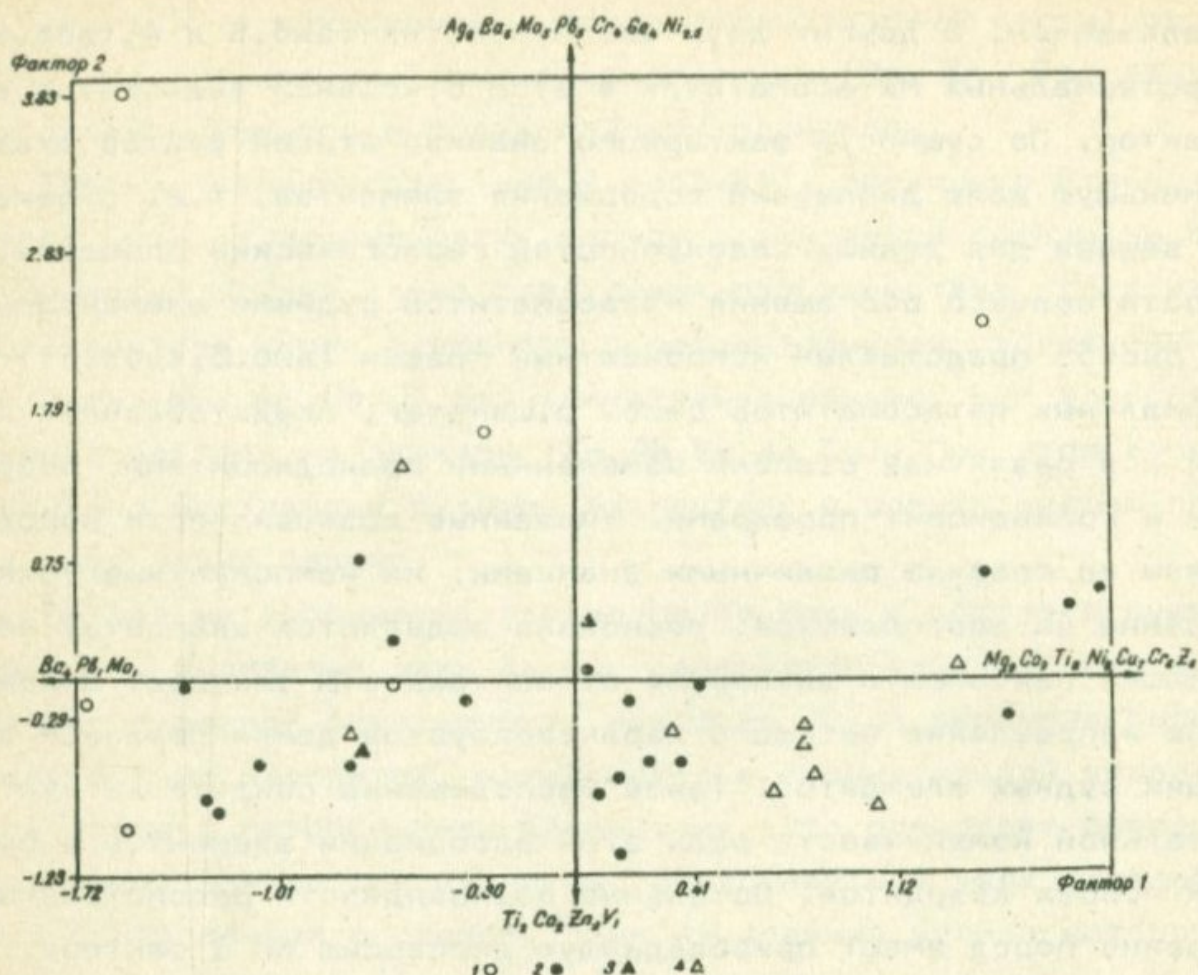


Рис.53. Компонентная диаграмма гидротермальных метасоматитов района с.Лернашен: кварциты зон гидротермального изменения (1), метасоматиты различного состава (2), метасоматиты, развитые по гранодиоритам (3), вулканическим породам (4).

дыдущем случае, характеризуется двумя путями привноса рудных элементов. Породы обеих совокупностей в различной степени метасоматизированы и оруденелы, в чем заключается их большое сходство. Указанные выборки различаются элементарным составом отдельных ассоциаций.

На рис.55 представлена совокупность метасоматитов, распространенных в верхнем течении р.Сисиан (выб.8, табл.51). В отличие от описанной выше совокупности (выб.7, табл.51), представляющей ту же площадь, данная совокупность характеризуется более широким составом исходных пород. В эту совокупность входят подвергшиеся гидротермальному метасоматозу андезиты, диориты, дайковые породы диорит-порфирового состава. Данная выборка составлена, как указано выше, для выяснения различия главных факторов в зависи-

мости от состава, генезиса и возраста пород одной и той же локальной площади. Породы метаморфизованы в различной степени, вплоть до образования кварцитов в отдельных выдержанных зонах гидротермального изменения.

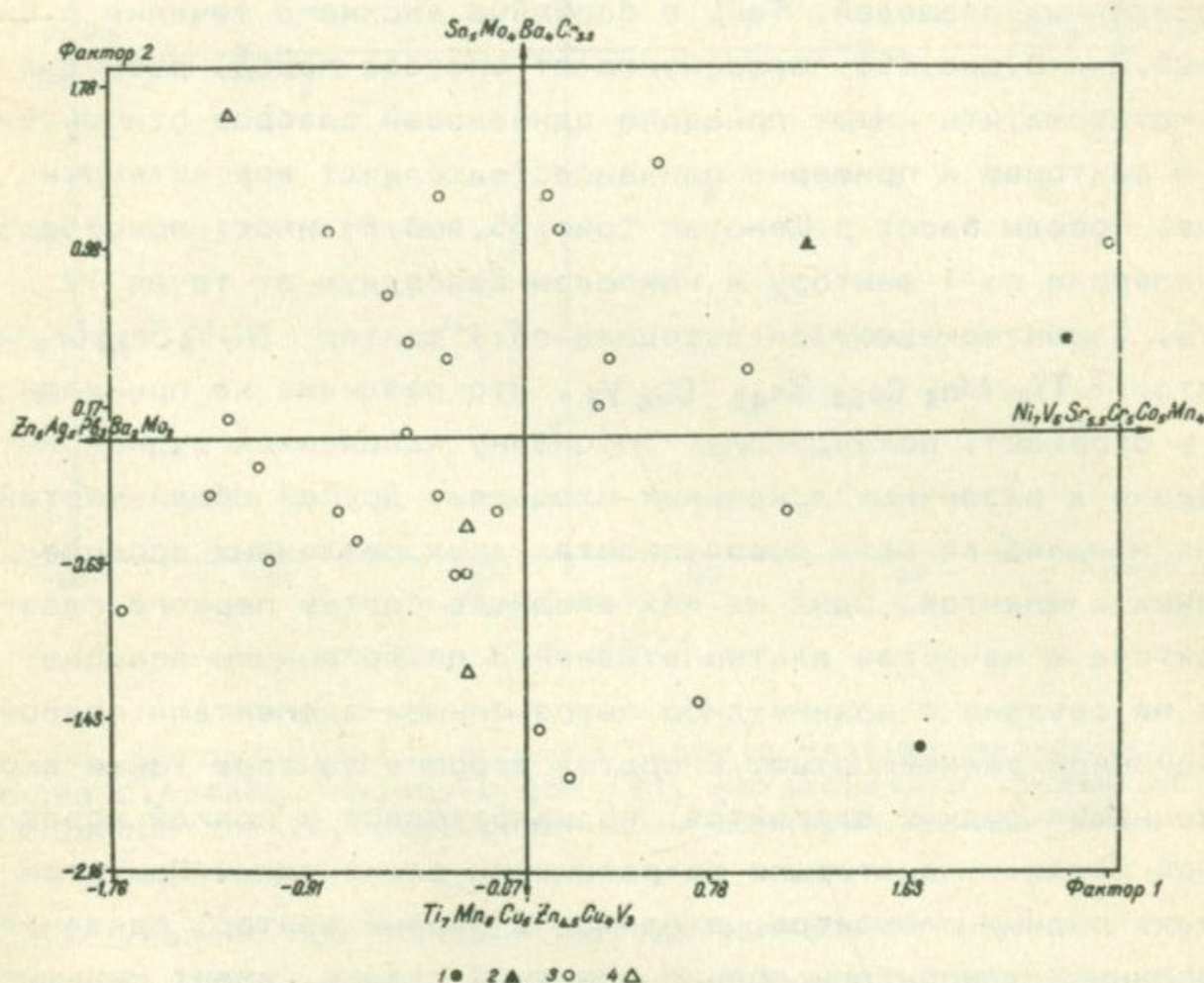


Рис. 54. Компонентная диаграмма гидротермальных метасоматитов, развитых в вулканических породах бассейна верхнего течения р. Си-сиан: туфобренчиях(1), лавобренчиях(2), порфиритах(3) ср.эоцена, дацитах(4) плисцена.

Компонентные точки равномерно расположены вокруг центра во всех четвертях графика. Разброс фигуративных точек относительно осей графика (I и II факторов) примерно одинаковый.

Поля развития фигуративных точек разновидностей пород не обособляются. Однако из выделенных разновидностей наибольший разброс, как и на рис. 53 (выб. 6), имеют кварциты из выдержанных зон гидротермального изменения. Эти же породы характеризуются максимальными значениями главных факторов, соответствующих резкому

преобладанию роли ассоциации рудных элементов Pb , Mo и Ba . Другие разновидности пород, представленные на графике, не выделяются какими-либо характерными чертами. Следует отметить, что компонентные диаграммы гидротермальных метасоматитов имеют ряд сходных черт. Прежде всего это - большой разброс компонентных точек на графике. На этом фоне наблюдаются некоторые расхождения для пород различных площадей. Так, в бассейне верхнего течения р. Си-сиан (выб. 7 и 8, рис. 55), независимо от состава пород, развитые по ним метасоматиты имеют примерно одинаковый разброс относительно I и II факторов и примерно одинаково заполняют все четверти графиков. Породы басс. р. Шенатаг (рис. 55, выб. 6) имеют преобладающую дисперсию по I фактору и наиболее свободную от точек IV четверть, характеризующуюся ассоциацией: I фактор - $Ni_7 V_6 Sr_{5.5} Cr_5 Co_5$ и II фактор - $Ti_7 Mn_6 Co_{5.5} Zn_{4.5} Cu_4 V_3$. Это различие не принципиальное и отражает, по-видимому, специфику наложенной рудной минерализации в различных локальных площадях. Другой общей чертой является наличие во всех совокупностях двух различных ассоциаций рудных элементов. Одна из них входит в состав первого главного фактора в качестве альтернативной с петрогенными ассоциациями и не связана с какими-либо петрогенными элементами прямой корреляционной зависимостью. В состав второго фактора также входит ассоциация рудных элементов, но находящаяся в прямой корреляционной связи с некоторыми петрогенными элементами. При этом ассоциация рудных элементов, входящая в первый фактор, связанная с петрогенными элементами только обратной связью, имеет меньшие факторные нагрузки, чем петрогенные элементы. Во втором главном факторе большие факторные нагрузки, чем петрогенные, имеют рудные элементы, независимо от того, образуют ли с первыми одну или альтернативную ассоциацию. При указанной общности свойств рассмотренных совокупностей отмечаются некоторые различия рудных элементов и их факторных нагрузок в описанных ассоциациях. Эти данные рассмотрены выше, однако здесь стоит напомнить о них в ином аспекте. Ассоциации рудных элементов, относящиеся к первому главному фактору, имеют следующий вид: выб. 6. - $Ba_4 Pb_{1.1} Mo_{0.7}$; выб. 7 - $Zn_5 Ag_5 Pb_3 Ba_2 Mo_2$; выб. 8 - $Ba_5 Mo_2$.

Ассоциации, относящиеся ко второму фактору: выб. 6 - $Ag_8 Ba_6 Mo_5 Pb_5$; выб. 7 - $Mo_4 Ba_4$; выб. 8 - $Pb_8 Mo_7 Ba_4$.

Приведенные данные позволяют интерпретировать компонентные диаграммы гидротермальных метасоматитов следующим образом

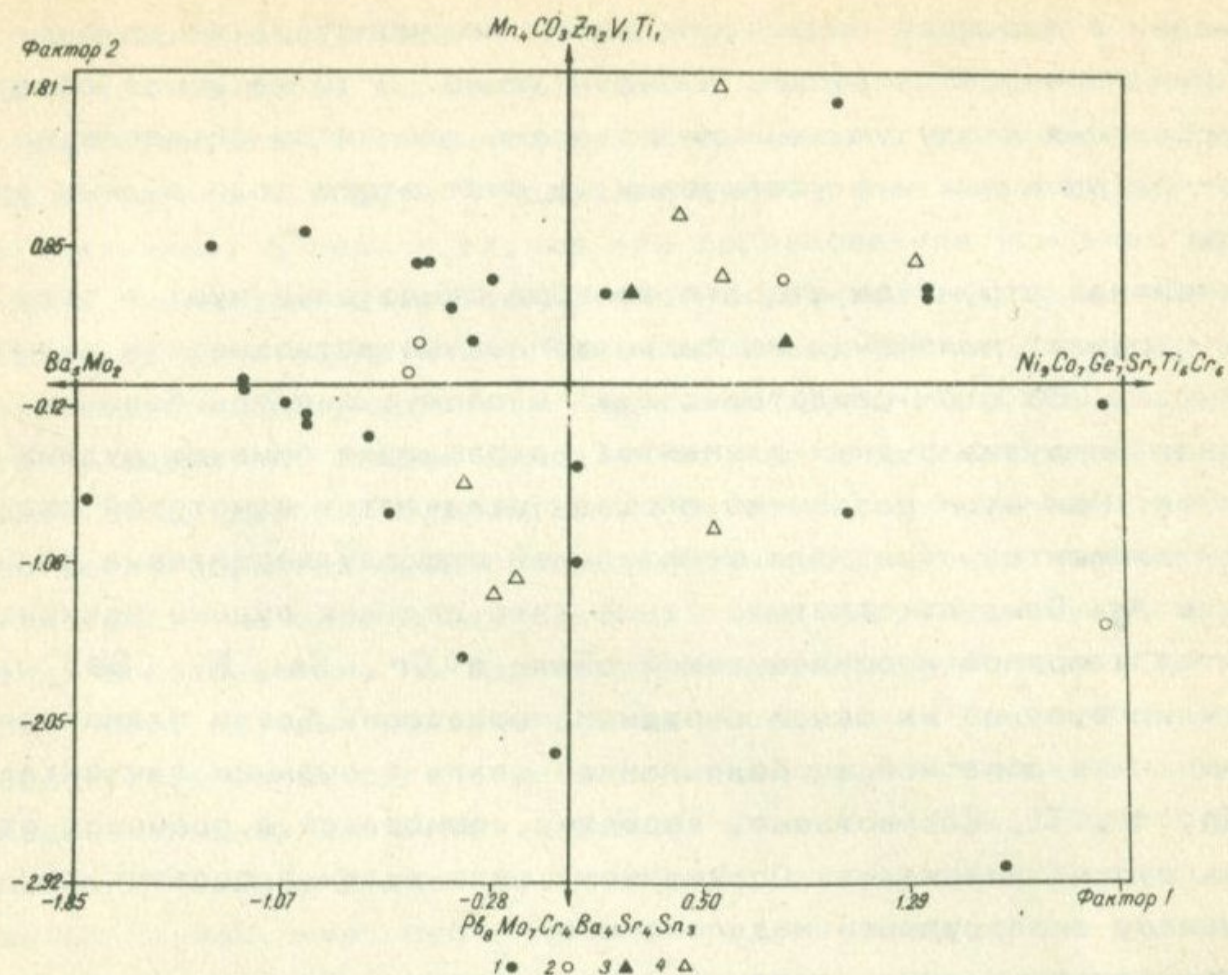


Рис. 55. Компонентная диаграмма гидротермальных метасоматитов района с.Аревис. Кварциты зон (1), метасоматиты, развитые по гранодиоритам (2), порфиритам (3), дайновым породам (4).

Как указано при описании метода факторного анализа, первый главный фактор охватывает наибольшую дисперсию содержаний элементов. В данном случае в соответствии со структурой первого главного фактора наибольшей дисперсией обладают элементы и металлы, не характерные для сульфидного оруденения Зангезура. Гидротермальный метасоматоз связан с перегруппировкой именно этих элементов. Следовательно, первый главный фактор описывает гидротермальный метасоматоз или соответствует распределению элементов в этом процессе. Из такого положения исходит, что дисперсия рудных элементов, входящих в первый главный фактор, также объясняется процессом гидротермального метасоматоза. Этому выводу соответствуют, во-первых, малая дисперсия рудных элементов по сравнению с петрогенными, во-вторых, обратная корреляция между этими группами элементов. Это означает, что рудные элементы данной

ассоциации в процессе гидротермального метасоматоза не привносятся или привносятся весьма незначительно. В то же время обратная корреляция между указанными группами элементов объясняется выносом петрогенных и в увеличении за счет этого роли рудных элементов.

Элементная структура второго фактора свидетельствует о том, что он отражает наложение на гидротермальные метасоматиты рудного процесса. Об этом свидетельствует в первую очередь большая факторная нагрузка рудных элементов, отражающая привнос рудных элементов. При этом различные площади отличаются некоторой спецификой элементов. Так, для Шенатагской площади характерна большая роль **Ag**. Следует отметить также, что ведущие рудные элементы находятся в прямой корреляционной связи с **Cr**, **Sn**, **Ni**, **Ge**, что свидетельствует об их связи с рудным процессом. Среди элементов, находящихся в обратной корреляционной связи с рудными элементами - **Mn**, **V**, **Ti**, **Co**, которые, вероятно, выносятся в процессе отложения рудных минералов. По-видимому, это явление соответствует процессу околорудного метасоматоза.

В соответствии с приведенной интерпретацией факторной структуры положение компонентных точек в различных четвертях диаграмм имеет определенный смысл. В силу указанной выше структуры факторов две четверти диаграмм представляют собой область компонентных точек, характеризующихся сочетанием гидротермального метасоматоза и рудного процесса (выб.6 - I и IV четверти, выб.7 - I и III, выб.8 - IV-III). Одна из четвертей характеризуется преобладанием рудного процесса (выб.6 и 7 - II четверть, выб.8 - III), другая - гидротермального метасоматоза (выб.6 и 7 - IV четверть, выб.8 - I четверть).

Гидротермальные метасоматиты от изверженных пород и высокотемпературных контактовых образований отличаются рядом характерных особенностей. Эти породы характеризуются разнообразием, сложностью состава ассоциаций элементов и обязательным наличием ассоциаций, связанных обратным корреляционным отношением. Ассоциации состоят из большого числа равнозначных по своей роли элементов. В целом разнообразные связи между элементами свидетельствуют о большей свободе поведения элементов в метасоматическом процессе по сравнению с магматическим.

Особо следует отметить особенности поведения рудных элементов

в гидротермальных метасоматитах. Роль этих элементов и их взаимные связи наиболее выражены в данных породах. Они часто образуют самостоятельные ассоциации, находящиеся с ассоциациями нерудных элементов в обратной корреляционной связи или вовсе с ними не связанные. В первом случае при согласованном усилении роли рудных элементов так же согласованно уменьшается роль нерудных элементов в метасоматитах. Таким образом, при гидротермальном метасоматозе происходит как нарушение исходного баланса элементов и, вероятно, связей между ними, так и устанавливаются новые связи между другими элементами. При этом устанавливается количественно обратная пропорциональность между этими явлениями. В отличие от указанного случая отсутствие корреляционных связей между ассоциациями, по-видимому, свидетельствует о независимости процессов, которым обязаны данные ассоциации. Таким образом, независимость самостоятельных ассоциаций рудных элементов от ассоциаций нерудных элементов отражает независимость процессов, вызывающих перераспределение этих групп элементов. Возможно, в описанном случае имеет место привнос рудных элементов в результате рудной минерализации, наложенной на гидротермальные метасоматиты и независимой от процесса образования последних.

Вышеуказанное свидетельствует о том, что факторный анализ позволяет предположительно определить связь метасоматитов с процессом рудной минерализации.

Изучение метаморфических и метасоматических образований Зангезурского рудного района позволяет сделать ряд выводов, имеющих важное значение для понимания условий их формирования.

1. Метаморфические и метасоматические образования Зангезурского рудного района формировались в тесной связи с магматизмом. Каждый магматический комплекс Зангезурского рудного района сопровождается набором специфических метаморфических и метасоматических пород, связанных с ним генетически.

Помимо отмеченных образований, обнаруживающих непосредственную связь с интрузивными массивами, в пределах Зангезурского рудного района выделяются метасоматиты (стадии предрудного кислотного выщелачивания и околорудные), проявившиеся после формирования порфировидных гранитоидов нижнего миоцена и связанных с ним дайковых пород II этапа - минетт, гранодиорит-порфиров, керсантитов и др.

2. С эоценовым магматизмом генетически связаны региональные пропилиты, для которых выделяются три фации метасоматоза, соответствующие трем ступеням метаморфизма: актинолит-эпидотовой, эпидот-хлоритовой и цеолит-халцедоновой.

3. С интрузивными комплексами связан следующий ряд метаморфических и метасоматических образований: контактово-метаморфические породы, контактово-метасоматические породы, породы ранней щелочной стадии метасоматических процессов, породы ранней кислотной стадии метасоматических процессов.

4. Состав и интенсивность проявления контактово-метаморфических процессов находятся в зависимости от состава вмещающих пород и состава интрузивных массивов. В ореоле интрузивных массивов, в андезито-базальтах и их пирокластах, образуются алюмосиликатные роговики. В контакте интрузивов габбро-оливинитового комплекса развиты контактовые роговики с преобладанием пироксен-плагиокла-

зовой фации над амфибол-плаггиоклазовой. В ореоле интрузивов габбро-монзонит-сиенитового комплекса развиты контактовые роговики с примерно равным соотношением между пироксен-плаггиоклазовой и амфибол-плаггиоклазовой фациями.

Для интрузивов габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса установлено преобладание роговообманково-плаггиоклазовой фации над пироксен-плаггиоклазовой. Интрузивы комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов характеризуются развитием контактовых роговиков актинолит-плаггиоклазовой фации.

5. В ореоле интрузивных массивов в зависимости от состава вмещающих пород развиваются контактово-метасоматические образования различного типа. Так, в ореоле интрузивных массивов с вмещающими алюмосиликатными роговиками образуются кварц-биотит-полевошпатовые роговики, обусловленные интенсивным привнесом **Si** и **K**. Наиболее значительно такие метасоматические процессы проявились в ореоле относительно кислых интрузивных массивов (гранодиориты, граносиениты). В зонах экзоконтакта интрузивных массивов при наличии известняков формировались скарны.

Плотность распределения скарновых тел в пределах района определяется благоприятным сочетанием структурного, литологического и магматического факторов. Так, по наиболее изученным скарнам Гехинской группы обнаружилось их тяготение к тектонически ослабленным экзоконтактам широтного (для Гехинского интрузива) и северо-западного (для Новшутского интрузива) простирания. Скарны юго-западной части Мегринского плутона также обнаруживают большей частью тяготение к структурам северо-западного и близширотного простирания (Нетам-Килит, Цирани-дзор); что же касается скарнов Лернашенской группы, то недостаток информации не позволяет четко и однозначно выяснить роль структурного контроля.

Контролирующее влияние литологического фактора сказывается в приуроченности скарнов к карбонатным отложениям перми и верхнего мела и в меньшей степени к известковистым вулканогенно-осадочным образованиям верхнего эоцена.

Более сложная связь вырисовывается при распределении скарновых зон по определенным магматическим комплексам, а также различным их фазам интрузивной деятельности. Наиболее часто скарновые поля встречаются в экзоконтактах габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса (Лернашенская и Гехинская группы), в генетичес-

ной связи с формированием средних фаз интрузивной деятельности. Скарны, связанные с образованием интрузивных пород более раннего по времени габбро-монцонит-сиенитового комплекса, представлены преимущественно на территории Мегринского блока, что, возможно, является следствием его наибольшей по сравнению с Баргушатским блоком эродированности. Несмотря на пространственное и временное разобщение, скарны представлены известковой формацией и по своему парагенезису минералов относятся к пироксен-гранат-волластонитовой температурной фации.

6. К ранней щелочной стадии метасоматических процессов относятся процессы автометасоматоза, процессы железо-магнезиального метасоматоза, а также процессы щелочного метасоматоза. Автометасоматические процессы в основных породах проявились в образовании серпентина за счет оливина, уралитовой роговой обманки, хлорита и эпидота за счет цветных минералов. Наиболее полно проявились автометасоматические процессы в породах габбро-монцонит-сиенитового комплекса, где кроме низкотемпературных - уралитизации, биотитизации и хлоритизации по темноцветным минералам, проявились высокотемпературная альбитизация плагиоклазов и в меньшей мере калишпатизация. В породах габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса альбитизация проявлена в незначительной степени, более характерны продукты низкотемпературного метасоматоза - серицитизация и пелитизация плагиоклазов, уралитизация, биотитизация и хлоритизация темноцветных и кроме них - эпидотизация. Для пород комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов более значительны процессы калишпатизации и альбитизации, низкотемпературные изменения - хлоритизация, серицитизация проявлены слабо.

Процессы железо-магнезиального метасоматоза проявлены в габбро-монцонит-сиенитовом и габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовом комплексах.

С габбро-монцонит-сиенитовым интрузивным комплексом связаны две парагенетических ассоциации: 1) пироксен-плагиоклазовая и 2) амфибол-биотит-магнетит-апатитовая ассоциация. С габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовым комплексом связаны амфибол-плагиоклазовые апсэффузивные метасоматиты.

Щелочной метасоматоз проявился в тесной генетической связи с интрузивами габбро-монцонит-сиенитового комплекса и выразился в калишпатизации габбро и монцонитов.

7. К процессам ранней кислотной стадии относятся образования кварц-серицит-турмалиновых грейзенов. Последние проявились с двумя интрузивными комплексами: 1) габбро-монзонит-сиенитовым (район с.Аткиз, Тагамир и Ванн) и 2) габбро-диорит-гранодиорит-грано-сиенитовым комплексом (участок Мазмазак).

8. К процессам стадии предрудного кислотного выщелачивания относятся образования пропилитов и вторичных кварцитов. Они образованы после даек второго этапа - гранодиорит-порфиры, керсантиты, минетты, диабазы комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов, но до процессов рудообразования. В ранний этап этого процесса образовались пропилиты, а в более поздний - вторичные кварциты.

Широко развитые в пределах Зангезурского рудного района зоны тектонических нарушений сопровождаются метасоматическими изменениями с развитием фаций вторичных кварцитов (образований стадии предрудного кислотного выщелачивания). Мощность выходов вторичных кварцитов от нескольких сантиметров до ста и более метров. Массивы изометричной формы обычно приурочены к участкам пересечения крупных разрывных нарушений. На основе петрографических исследований выделяются следующие минеральные фации рассматриваемых метасоматитов стадии: 1) серицит-кварцевая, 2) андалузит-серицит-кварцевая и 3) монокварцевая. Количественные соотношения ведущих минералов в этих фациях варьируют в значительных пределах. Переходы между ними постепенные.

В процессе развития метасоматических образований типа вторичных кварцитов как по вулканитам, так и по интрузивным образованиям устанавливается в подавляющем большинстве случаев привнос Si , K и вынос Al , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ca , Mg , Na .

Изученные вторичные кварциты характеризуются высокими значениями эффективной пористости в результате интенсивного выноса вещества.

9. Процессы околотрещинного (околорудного) метасоматоза завершают метасоматические процессы. Они генетически связаны с глубинным магматическим очагом.

Околорудноизмененные породы, проявленные в рудных полях, тесно увязываются с рудными минеральными ассоциациями. Среди околорудноизмененных пород выделяются калишпатизация, биотитизация, окварцевание, кварц-серицитовое изменение, карбонатизация, халцедонизация, каолинизация.

10. По характеру связи с процессами оруденения выделяются три категории метасоматитов.

К первой категории метасоматитов относятся те, в процессе формирования которых рудные минералы не образуются. При формировании второй группы метасоматитов рудные минералы образуются в небольшом количестве.

К третьей категории метасоматитов относятся метасоматиты, которые формируются в тесной связи с процессами оруденения.

11. В процессе метасоматического преобразования пород увеличивается эффективная пористость и намечается резкое понижение упругих свойств.

12. Для отдельных типов метасоматитов получены температуры их формирования. Для скарнов установлена температура образования 480-560°. Для вторичных кварцитов - 500-520°.

13. Геохимическими исследованиями обнаружена сложная картина распределения и взаимосвязей **Mn, Ni, Co, Ti, Cr, Sr, Ge, Mo, Cu, Pb, Ag, Zn, Sn, V** в метасоматитах и вмещающих породах. Проведено сравнение средних содержаний элементов в метасоматитах с геохимическим фоном, кларком в соответствующих породах, а также сравнение средних содержаний, дисперсий и коэффициентов вариаций содержаний элементов в различных образованиях однотипных метасоматитов. Выявлено изменение баланса элементов в метасоматитах по сравнению с исходными породами, а также различия между однотипными метасоматитами.

Неоднородность по рассматриваемым параметрам особенно отчетливо проявляется в образованиях гидротермальных метасоматитов.

Наибольшую дисперсию в однотипных метасоматитах обнаруживают рудные элементы. При этом эти элементы чаще имеют низкие средние содержания, что наблюдается для всех типов рассмотренных метасоматитов: грейзенов, амфиболовых и турмалиновых метасоматитов, региональных пропилитов, вторичных кварцитов - пропилитов стадии предрудного выщелачивания. Такое сочетание параметров, наиболее вероятная причина которого - вынос элементов, отчетливо выражено в последних двух типах метасоматитов. В отдельных образованиях вторичных кварцитов и пропилитов наблюдаются повышенные содержания некоторых рудных элементов, при фоновых или более низких содержаниях других рудных элементов. Данное явление, по-видимому, связано с наложением на метасоматиты рудной минерализации. При этом

следует отметить, что состав предполагаемой минерализации довольно разнообразен, но соответствует распространенным в регионе типам или формациям руд.

О приведенных и некоторых других геохимических особенностях свидетельствуют взаимосвязи между элементами, обнаруженные методом факторного анализа.

Гидротермальные метасоматиты стадии предрудного кислотного выщелачивания отличаются рядом характерных особенностей от пород, за счет которых они образовались. Эти метасоматиты характеризуются большим разнообразием количественного и качественного состава ассоциаций элементов; в них более отчетливо выражены обратные корреляционные связи между ассоциациями, объединяющими большое число равнозначных по своей роли элементов. Следует отметить следующие два основных типа взаимоотношений между рудными элементами, которые образуют самостоятельные ассоциации, находящиеся в обратной корреляционной связи с ассоциацией нерудных элементов. В одном случае при согласованном увеличении содержания одной группы элементов в метасоматитах также согласованно уменьшается содержание другой группы элементов. Это свидетельствует о том, что при гидротермальном метасоматозе происходит нарушение исходного баланса элементов и, по-видимому, одновременно устанавливаются новые связи между ними.

Кроме того, наблюдается также независимость самостоятельных ассоциаций рудных и нерудных элементов, что должно отражать независимость процессов, вызывающих их накопление. При этом качественный состав ассоциаций рудных элементов в различных образованиях однотипных гидротермальных метасоматитов часто значительно различается. По-видимому, это объясняется, как указано выше, наложением на метасоматиты рудной минерализации различного состава.

Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о наличии связанного с метасоматическими процессами изменения как исходного баланса элементов, так и взаимосвязей между ними. В частности, это относится к рудным элементам в гидротермальных метасоматитах. В то же время в некоторых гидротермальных образованиях стадии предрудного кислотного выщелачивания наблюдается привнос рудных элементов, вследствие последующего наложения рудной минерализации. Указанный процесс наложения отражается как на параметрах распределения, так и их взаимосвязях и связях с нерудными элементами.

Выявленные закономерности позволяют рассмотренный комплекс геохимических особенностей метасоматитов использовать для установления связи метасоматических образований с рудной минерализацией.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А.И. 1955. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Ереван.
2. Акопян В.Т. 1962. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван.
3. Арапов Ю.А. 1946. Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР (естеств. науки), №2.
4. Арутюнян М.А. 1977. Некоторые данные о геологическом строении и генезисе известковых скарнов бассейна р.Гехи. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №2.
5. Арутюнян М.А. 1976. Особенности распределения элементов-примесей в скарновых породах и минералах Нефашенского месторождения. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №4.
6. Асланян А.Т. 1958. Региональная геология Армении. Ереван.
7. Асланян А.Т. 1970. Тектоника. Геология СССР, том XVIII, Армянская ССР, Ереван.
8. Асланян А.Т., Сатиан М.А. 1977. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АН АрмССР, №4.
9. Барсегян В.Б., Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П., Торосян Р.А. 1972. Новые данные по геологии южного Зангезура. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №4.
10. Барсук А.Т., Мансуренков Ю.П. 1964. О жерловых формах интрузивного процесса. Известия АН СССР, сер.геол., №4.
11. Беликов Б.П., Залесский Б.В., Розанов Ю.А. и др., 1964. Методы исследований физико-механических свойств горных пород. Москва.
12. Белов А.А. 1967. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Известия АН СССР, сер.геол., №10.
13. Белов А.А. 1969. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкаван-Зангезур-

ского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл.МОИП, отд.геол., т.XIУ, №1.

14. Бугавц А.Н., Дуденко Л.Н. 1976. Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Ленинград.

15. Виноградов А.П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия №7.

16. Винчелл А.Н., Винчелл Т. 1953. Оптическая минералогия. Москва.

17. Габриелян А.А. 1959. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван.

18. Габриелян А.А., Мамедов Т.А. 1967. Новые данные о возрасте вулканогенной свиты палеогена Нахичеванской АССР и южного Сюни (Армянская ССР). ДАН АрмССР, №4.

19. Габриелян А.А., Адамян А.И., Акопян В.Т., Арзуманян С.Н., Вегуни А.Т., Саркисян О.А., Симонян Г.П. 1968. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван.

20. Габриелян А.А. 1978. Тектонические основы металлогенического районирования Армении. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №5.

21. Голынко И.Н., Тихомиров О.И. 1975. Оценка потенциальной рудоносности интрузивных комплексов и геохимическое районирование на примере полуострова Тайгонос. Сб.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев.

22. Гольдшмидт В.И. 1933. О метасоматических процессах в силикатных породах. Сб. Основные идеи геохимии, вып.1.Л.

23. Грушевой В.Г. 1925. Медные месторождения в верховьях р.Ох-чай и Мегри-чай в Зангезуре. Вестник геол.комитета, №5.

24. Гунасян Р.Х., Меликсетян Б.М. 1965. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, т.XУП, №3,4,5.

25. Гуюмджян О.П. 1963. Об образовании пермских отложений в Зангезуре (Армянская ССР), ДАН АрмССР, т.XУ1, №5.

26. Гуюмджян О.П. 1963. Образование щелочных метасоматитов на контакте интрузии Сурбнар (Пиришкая) Баргушатского хребта. Известия АН АрмССР, сер.геол. и геогр.наук, т.XУ1, №3.

27. Гуюмджян О.П. 1968. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в "псевдовулканогенно-осадочных" формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, №5.

28. Гуюмджян О.П. 1971. Известковые биметасоматические скарны западного Баргушата. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №2.
29. Гуюмджян О.П. 1974. Минеральный состав известковых скарнов бассейна р.Гехи. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №5.
30. Джафаров А.А., Ходжабагян Г.А. 1973. Особенности эндо- и экзоконтактовых метасоматитов в связи с формированием интрузивных комплексов Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №3.
31. Джрбашян Р.Т., Мартиросян Ю.А., Таян Р.Н. 1977. О выявлении отложений датского яруса в юго-восточной части зоны Гиратахского разлома. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №6.
32. Жаринов В.А., Власова Д.Н. 1955. Диаграмма состав - свойства для пироксенов изоморфной серии диопсид-геденбергит-иогансонит. ДАН СССР, т.105, №4.
33. Жаринов В.А. 1956. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей западного Карамазара.ЗВМО, вып.3.
34. Жаринов В.А. 1970. Парагенезисы известковых скарнов. Кн.: Проблемы метасоматоза. Тр. II конф. по околорудным метасоматитам. Москва.
35. Иёреског К.Г., Реймент Р.А. 1980. Геологический факторный анализ. Ленинград.
36. Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А. 1979. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. Москва.
37. Назарян А.Г. 1984. Закономерности формирования главных рудных месторождений Зангезура. Издательство АН Армянской ССР. Ереван.
38. Карамян Н.А., Фарамазян А.С. 1960. О стадиях минерализации Наджаранского медно-молибденового месторождения. Известия АН Армянской ССР, сер. геол.-географ., №3-4.
39. Карамян Н.А. 1962. Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения. Ереван.
40. Карамян Н.А. 1963. Контактново-метаморфические и метасоматические процессы Каджаранского рудного поля. Известия АН АрмССР, сер.геол.-географ. наук, №3.
41. Карамян Н.А., Таян Р.Н. 1972. Генетические типы и особенности рудопроявлений интрузивного комплекса порфировидных гранитоидов Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №1.

42. Карамян Н.А., Таян Р.Н., Джангирян Э.А., Сарнисян С.П., 1974. Разрывные нарушения и их роль в формировании Агаранского медно-молибденового рудного поля и месторождения. Известия АН СССР, сер.геол., №6.

43. Карамян Н.А. 1973. Дорудные и околорудноизмененные породы медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №5.

44. Карамян Н.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П. 1974. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №1, с.54-65.

45. Карамян Н.А. 1978. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Изд. АН Армянской ССР.

46. Ноптев-Дворников В.С. 1952. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Известия АН СССР, сер.геол., №4.

47. Норжинский Д.С. 1955. Очерк метасоматических процессов. В сб.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. с.332-452, Москва.

48. Ночарян В.Г., Таян Р.Н. 1963. К вопросу о направлении движения по зоне Дебаклинского разлома. Известия АН АрмССР, сер. геол.-географ., т.ХУ1, №4-5.

49. Крамбейн У., Грейбилл Ф. 1969. Статистические модели в геологии. Москва.

50. Магакьян И.Г., Ароян-Иашвили В.Х. 1946. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Известия АН АрмССР, серия техн.науки, №10.

51. Магакьян И.Г. 1970. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР. Проблемы магматизма и металлогении Кавказа. Тр. выездной сессии АН СССР.

52. Межлумян Г.Б. 1973. Сваранцское железорудное месторождение. Ереван.

53. Меликсетян Б.М. 1969. К геохимии молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №4.

54. Мкртчян С.С. 1958. Зангезурская рудоносная область. Армянская ССР. Ереван.

55. Мкртчян С.С., Карамян Н.А., Аревшатын Т.А. 1969. Наджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван.
56. Мовсесян С.А. 1939. Парагачайское месторождение андалузита. Известия АН СССР, сер.геол., №6.
57. Мовсесян С.А. 1941. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Ереван.
58. Наковник Н.И. 1954. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап.Всес.минералогич.об-ва, ч.XXXШ, №2.
59. Омеляненко Б.И. 1975. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов. ГРМ, №3.
60. Паффенгольц Н.Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Ереван.
61. Перчун Л.Л., Русинов В.П., Татевосян Т.Ш. 1965. Геологические и физико-химические закономерности формирования минеральных ассоциаций массива Пиришкая, Баргушатского хребта, южной Армении. Уч. зап. Ереванского ГУ, т.99.
62. Пиджян Г.О. 1975. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Издательство АН Армянской ССР, Ереван.
63. Рундквист Д.В., Павлова И.Г. 1974. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. ЗВМО, вып.3, с.289-304.
64. Татевосян Т.Ш. 1966. Интрузивные породы Баргушатского хребта. "Геология Армянской ССР", т.Ш, петрография. Изд-во АН АрмССР, Ереван.
65. Таусон Л.В., Дубов Р.И., Козлов В.Д., Козлов М.И. 1965. Геохимическое значение дисперсии концентрации редких элементов в гранитоидах. Сб.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. Москва.
66. Таян Р.Н. 1964. Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №3.

В в е д е н и е	5
I. Краткий очерк истории изучения метаморфических и метасоматических образований (Н.А.Нарамян)	7
II. Основные черты геологического строения, тектоники и магматизма (Р.Н.Таян)	10
1. Стратиграфия	10
2. Тектоника	13
2.1 Элементы складчатости и условия их формирования	14
2.2 Разрывные нарушения и их роль в геологическом строении района	16
3. Магматизм	19
3.1 Эоценовый вулканизм	19
3.2 Интрузивный магматизм (интрузивные комплексы и последовательность их формирования)	20
3.3 Неогеновый вулканизм	27
3.4 Петрографическая характеристика интрузивных пород (Т.А.Аревшатян)	28
4. Основные черты металлогении Зангезурского рудного района (Н.А.Нарамян)	29
III. Классификация метаморфических и метасоматических пород (Н.А.Нарамян)	38
IV. Геологические условия формирования метаморфических и метасоматических пород	43
1. Зеленокаменно-перерожденные породы эоценового вулканогенного комплекса (региональные пропилиты) (Н.А.Нарамян)	43
2. Контактново-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов (Н.А.Нарамян, М.А.Арутюнян)	45
Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов габбро-оливинитового комплекса	47

Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов габбро-монцонит-сиенитового интрузивного комплекса	47
Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивных массивов габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса	51
Контактово-метаморфические породы в ореоле интрузивного комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов	54
3. Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивных массивов (Н.А.Нарамян, М.А.Арутюнян) . . .	54
Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивов габбро-монцонит-сиенитового комплекса . . .	55
Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивов габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового комплекса	58
Контактово-метасоматические породы в ореоле интрузивов комплекса порфировидных гранитов и гранодиоритов (Н.А.Нарамян, Т.А.Аревшатян)	64
4. Ранняя щелочная стадия метасоматических процессов	65
Процессы аутометасоматоза в интрузивных породах	65
Процессы железо-магнезиального метасоматоза в интрузивных комплексах	70
Процессы щелочного метасоматоза в интрузивных породах	79
5. Ранняя кислотная стадия метасоматоза пород магматических комплексов (Н.А.Нарамян)	79
Продукты кислотной стадии метасоматических процессов габбро-монцонит-сиенитового комплекса	79
Продукты кислотной стадии метасоматических процессов габбро-диорит-граносиенитового комплекса	81
6. Процессы стадии предрудного кислотного выщелачивания (Р.Н.Таян)	81
7. Околотрещинный метасоматоз, сопровождающий процесс оруденения (Н.А.Нарамян)	92

у. Петрографо-минералогическая характеристика метасоматитов	98
1. Региональные пропилиты (М.А.Арутюнян)	98
2. Контактво-метаморфические породы (Н.А.Нарамян, Т.А.Аревшатын, М.А.Арутюнян)	101
3. Контактво-метасоматические породы (М.А.Арутюнян)	111
4. Метасоматические образования ранней щелочной стадии (Н.А.Нарамян)	126
5. Метасоматические образования ранней кислотной стадии (Н.А.Нарамян, Т.А.Аревшатын)	132
6. Метасоматические образования стадии предрудного кислотного выщелачивания (Н.А.Нарамян, Р.Н.Таян)	133
7. Околорудно-измененные породы (околотрещинный метасоматоз) (Н.А.Нарамян, Т.А.Аревшатын, С.П.Саркисян)	142
У I. Связь оруденения с метасоматическими процессами (Н.А.Нарамян)	152
У II. Физико-механические свойства метасоматических образований (С.П.Саркисян)	155
У III. Температурные условия образования некоторых типов метасоматитов (О.Г.Маданян)	160
IX. Геохимическая характеристика метасоматических и метаморфических пород (А.А.Аванян)	163
1. Статистическая характеристика содержаний элементов в метасоматитах	164
2. Факторный анализ содержаний элементов в метасоматитах	174
З а к л ю ч е н и е	186
Л и т е р а т у р а	192

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Редактор издательства *Ж.В.Налчадсян*

Оформление художника *А.М.Цатуряна*

Тех. редактор *Р.Х.Геворгян*

Корректор *М.М.Даниелян*

Набрано на наборно-пишущей машине

ИБМ оператором *М.Л.Минасян*

ИБ № 1274

Сдано в производство 1987г., подписано к печати
9.04.1987г. Вф 02761. Формат 60x84 1/16. Бумага №2.
Офсетная печать. Печ.л.12,5+4 вкл., усл.печ.л.12,32,
учетно-изд.л.11,86. Тираж 400. Зак.№790 Изд.№ 6979.
Цена 1р.70к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна 24г.

Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г.Эчмиадзин.

1 р. 70 коп.

4826