

КАФАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН



ЕРЕВАН



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԸ

(ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ)



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ

1987

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

КАФАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

(ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1987

ББК 26.325 (2Ар)

К 305

Печатается по решению ученого совета Института
геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических
наук А.Е. Кочарян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук М. Б. Бородаевская
кандидат геолого-минералогических наук Л. С. Асланян

Коллектив авторов:

С.О. Ачикгёзян, С.А. Зограбян, А.И. Карапетян,
Г.Г. Мирзоян, Р.А. Саркисян, Р.Н. Зарьян.

В монографии рассмотрены вопросы геологического строения и рудоносности Кафанского рудного района. В работе приведены результаты возрастного, фациально-формационного и геодинамически-сериального расчленения магматических образований района с их петрографо-петрохимической характеристикой. В пределах распространения разновозрастных магматических комплексов выделяются вулкано-тектонические структуры разного масштаба. Гидротермально измененные породы расчленены на формации и фации с выделением рудосопровождающих метасоматитов. Установлены основные поисковые признаки и критерии прогноза оруденения, которые вместе с ранее известными закономерностями размещения оруденения и результатами геофизических исследований были использованы для выделения перспективных площадей.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся вопросами рудоносности вулканических областей.

1903020000

К 703 (02) - 87 65 - 87

© Издательство АН Армянской ССР, 1987

В В Е Д Е Н И Е

Кафанский рудный район является частью Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоны Малого Кавказа и характеризуется широким распространением продуктов вулканической деятельности мезокайнозойского возраста. На этой территории размещены два сравнительно крупных рудных объекта — Кафанское медноколчеданное и Шаумянское золото-полиметаллическое месторождения, а также ряд рудопроявлений, перспективность которых окончательно еще не выяснена.

Кафанское месторождение на протяжении многих десятилетий является одним из основных источников меднорудного сырья в Закавказье. Известное с глубокой древности, оно в середине XIX века пережило свое второе открытие, когда частными рудопромышленниками была организована систематическая, хотя и кустарная добыча медной руды.

После установления Советской власти в Армении начался новый планомерный этап в освоении и изучении недр Кафанского месторождения. Бурный технический прогресс и глубокие социальные преобразования обусловили большой размах и высокий уровень ведения геолого-разведочных и эксплуатационных работ. В настоящее время в результате длительной эксплуатации запасы месторождения значительно истощены и для дальнейшего обеспечения сырьевой базой действующей обогатительной фабрики необходимо усиление комплексного изучения всего рудного района и расширение фронта поисково-разведочных работ. Последнее возможно лишь на базе строго научно обоснованного прогнозирования.

Начало геологического изучения Кафанского месторождения восходит к середине прошлого столетия, когда в научной литературе стали публиковаться материалы о геологическом строении Зангезура и первые краткие сведения о самом месторождении. Сравнительно более полные сведения были опубликованы в работе А. Д. Эрна (116), явившейся значительной вехой в истории изучения месторождения в дореволюционный период.

Благодаря исключительно сложному геологическому строению и богатым потенциальным возможностям месторождения, в последующие годы интерес исследователей к нему неизмеримо возрос. Изучением различных сторон геологии месторождения занимались многие специалисты рудных месторождений страны. Со временем все новые поколения геологов и разнопрофильные геологические экспедиции вели и продолжают сейчас вести научные исследования в пределах Кафанского рудного района. Результаты этих работ изложены в многочисленных научных отчетах и публикациях, однако, к сожалению, до настоящего времени не опубликовано сводной обобщающей работы, отражающей бо-

лее или менее полный круг вопросов геологии и оруденения Кафанского рудного района. Необходимостью восполнить этот пробел и продиктовано опубликование настоящей работы, актуальность которой повышается создавшимся напряженным положением в обеспеченности Кафанского комбината сырьевыми ресурсами.

В основу монографии положены новые данные, полученные авторами за последние 15 лет в процессе работы в составе Кафанской экспедиции Института геологических наук АН АрмССР.

С.О. Ачикгезяном, С.А. Зограбяном, Г.Г. Мирзояном, Р.А. Саркисяном при участии Э.А. Хачатуряна изучено геологическое строение и структурные условия формирования Кафанского и Шаумянского месторождений. Проведено детальное подземное геологическое картирование этих месторождений путем документации всех доступных горных выработок и большого количества буровых скважин. Широко использованы также материалы рудничной геологической службы. Этими же авторами были проведены также систематические исследования по прогнозно-метадлогенической оценке Кафанского рудного района. С целью создания структурно-формационной основы, необходимой для составляемого комплекса прогнозно-металлогенических карт, было проведено крупномасштабное картирование значительной части территории рудного района площадью около 1000 км². При этом, в отличие от традиционного стратиграфического подхода к изучению вулканогенных образований, были широко использованы новейшие методы палеовулканологического фациально-формационного анализа, а также данные дешифрирования разномасштабных аэро- и высотных фотоснимков.

А.И. Карапетяном и Р.Н. Зарьяном проведено детальное минералогическое и геохимическое изучение руд месторождений рудного района, уточнены вопросы стадийности процесса рудоотложения. Р.Н. Зарьяном и С.О. Ачикгезяном изучено геологическое строение, минерализация и гидротермальные метасоматиты Шикахохского месторождения.

Обработка и анализ большого фактического материала, полученного в результате проведенных многолетних исследований, дали возможность пересмотреть ряд устоявшихся представлений о геологическом строении Кафанского рудного района, выявить новые закономерности локализации медноколчеданного, золото-полиметаллического и медно-молибденового оруденения и уточнить геолого-структурные условия формирования расположенных в его пределах Кафанского, Шаумянского и Шикахохского месторождений и ряда рудопоявлений.

Ряд практических рекомендаций в процессе выполнения работ передавался производственным организациям, что учитывалось при составлении проектов геолого-разведочных работ. По некоторым из них получены положительные результаты.

В период выполнения работ авторы пользовались консультациями академиков АН Армянской ССР И.Г. Магакьяна и А.Т. Аспяна. Авторы считают приятным долгом выразить благодарность также своим коллегам по работе – В.А. Агамяну, С.Г. Карапетяну, Р.А. Мандаляну, Р.Л. Мелконяну, А.Х. Мнацаканяну, М.А. Сатяну, К.Г. Шириняну, Л.С. Чолахяну за ценные советы и помощь при проведении исследований.

Авторы признательны доктору геолого-минералогических наук, профессору А.Е. Кочаряну, взявшему на себя труд редактирования настоящей работы.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

1. 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Кафанский рудный район относится к числу наиболее геологически хорошо изученных регионов республики. Первые исследования в Зангезурской рудоносной области были проведены во второй половине XIX века Г.В. Абигом, Г.Г. Цулукидзе, В.М. Архиповым, Г.Б. Халатовым и несколько позже – А.Коншиным. Среди ранних работ XX века наибольший интерес представляют работы А.Д. Эрна (116) и Л.К. Конюшевского. В первой дана схема стратиграфического расчленения пород Кафанского рудного поля, представлена геологическая карта в масштабе 1:84000, высказаны соображения о генезисе месторождения. Во второй работе рассмотрены вопросы геологического строения бассейна рр. Халадж и Вохчи, описаны действовавшие медные рудники.

После установления Советской власти в Армении ценные исследования проводили М.П. Русаков, В.Г. Грушевой, А.Л. Додин и В.Н. Котляр (65,66,96). В их работах освещены вопросы структуры, тектоники, литологического состава развитых в рудном поле вулканических пород, составлена структурно-геологическая карта Кафанского месторождения в масштабе 1:10000.

К.Н. Паффенгольц (1947–1959), изучив юрские и меловые образования Зангезура, выделил три отдела юры, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

А.Т. Асланян (15) фаунистическими определениями и региональными сопоставлениями обосновал верхнебайосский возраст кварцевых (барабатумских) порфириров, а на основании данных Г.Г. Цулукидзе, В.М. Архипова, Г.Б. Халатова, Л.К. Конюшевского и личных наблюдений перекрывающую среднеюрские породы мощную толщу вулканитов он отнес к верхнему оксфорду-кимериджу.

В работах С.С. Мкртчяна, И.Г. Магакьяна, А.Е. Кочаряна (69) освещены вопросы стратиграфии, тектоники, вещественного состава и генезиса руд Зангезурской области в целом и структуры Кафанского месторождения в частности. Генезис руд Кафанского месторождения И.Г. Магакьян рассматривал в тесной пространственной и генетической связи с субвулканическими образованиями кварцевых порфиров и альбитофиоров среднеюрского возраста. С.С. Мкртчяном была составлена геологическая карта в масштабе 1:100000.

В 1951–1952 годах изучением Кафанского рудного поля и правобережной части р. Вохчи занимались Г.О. Пиджян и Р.А. Аракелян. На ос-

новании нахождения гидротермально измененных, пиритизированных и оруденелых галек и обломков среднеюрских пород в базальном конгломерате верхней юры эти авторы высказали мнение о среднеюрском возрасте колчеданного оруденения Кафанского месторождения, а жильные породы они рассматривали как корни излияния соответствующих им по составу разновидностей вулканогенных образований.

В разные годы (1943–1950 гг.) геологическую службу Зангмедькомбината возглавляли Б.С.Вартапетян, С.С.Ванюшин, Ю.Г.Аветисян и другие, которые проводили большую работу по уточнению геологического строения и структуры месторождения. Б.С.Вартапетян развивал выдвинутое еще в 1934 году М.П.Русаковым представление о локализирующей роли "экранирующих крыш", образованных двумя или несколькими дорудными нарушениями, падающими в разные стороны. Особой детальностью отличаются работы С.С.Ванюшина, обобщившего большой фактический рудничный материал и содействовавшего правильному направлению геологоразведочных работ.

На отдельных участках рудного поля в разные годы проводились разномасштабные съемочные работы Д.Н.Логвиным, Ю.А.Лейе, М.В.Давтяном и др. Составленная Ю.А.Лейе в 1957 году геологическая карта Кафанского рудного поля в М 1:5000 многие годы использовалась для определения направлений геологоразведочных и эксплуатационных работ.

В.Т.Акопян (с 1955 по 1958 гг.) расчленил юрские и меловые образования, уточнил стратиграфическую схему рудного района. Составленная им геологическая карта М 1:50000 является одной из детальных и по сей день не потеряла своей ценности.

Геологические исследования рудного района получили широкий размах в 60-х годах (Э.А.Хачатурян, (110); Г.О.Григорян, (38); Э.Г.Малхасян, (80,81); А.И.Карапетян, (59,60,61); Р.Н.Зарьян, (43,44,45)).

В результате детальных исследований и обобщения богатого фактического материала (1966–1967 гг.) в значительной мере была уточнена геологическая карта Кафанского рудного поля в М 1:10000 (Акопян В.Т., Казарян А.Г.), а большой коллектив авторов (Акопян В.Т., Ананян Э.М., Багдасарян Г.П., Зарьян Р.Н., Казарян А.Г., Карапетян А.И., Кочарян А.Е., Магакьян И.Г., Малхасян Э.Г., Мандалян Р.А., Мнацаканян А.Х., Налбандян Э.М., Пиджян Г.О., Сатян М.А., Саркисян Г.А., Саркисян Р.А., Чолахян Л.С.) составил свободную работу по стратиграфии, тектонике, петрографии, литологии, структуре абсолютной геохронологии, гидротермальным изменениям и генезису месторождений с представлением практических рекомендаций.

Вопросы механизма формирования Кафанского антиклинория освещены в работе Э.В.Ананяна (11), петрография и петрохимия верхнеюрско-мелового вулканизма – А.Х.Мнацаканян, литология верхнеюрской вулканогенно-обломочной формации Кафанского антиклинория – Р.А.Мандалян. Детальное картирование на отдельных участках позволило Р.А.Саркисяну (101) выявить закономерности образования трещинных структур, размещения оруденения на месторождении и рассмотреть Кафанскую антиклиналь как первичное вулканотектоническое поднятие.

С 1970 года в Кафанском рудном районе постоянно работает комплексная экспедиция Института геологических наук. Проводя подземное крупномасштабное картирование на Шаумянском месторождении, впер-

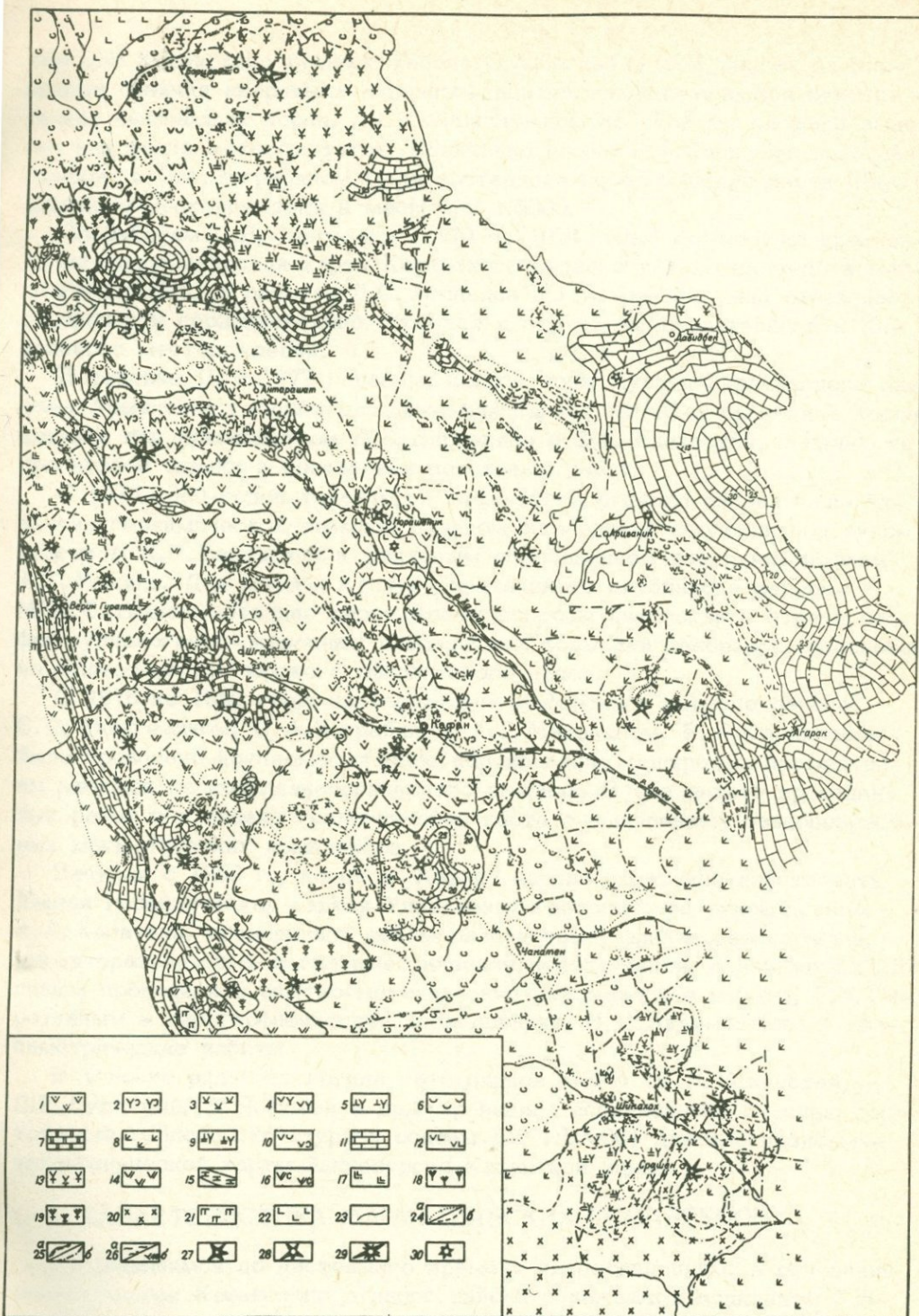


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кафанского рудного района (составили С.О. Ачиктезьян, С.А. Зограбян, Г.Г. Мирзоян, Р.А. Саркисян).

Средняя юра. А. Эффузивная фация: 1 – лавы, брекчиевые лавы, гиаокластиты миндалекаменных андезит-андезитобазальтов, брекчиевые лавы андезитодацитов; 2 – туфы и игнимбриты андезитового и дацитового составов с линзами известковистых песчаников. Б. Экструзивно-субвулканическая фация: 3 – кварцевые андезиты и их инъекционные вулканические брекчии; 4 – базокварцевые андезитодациты, кварцевые дациты, жерловые и околожерловые брекчии андезитодацитов и дацитов; 5 – риодациты.

Верхняя юра – нижний мел. А. Эффузивная и вулканогенно-осадочная фации: 6 – псаммито-гравийные и лапиллиево-глыбовые туфы андезитобазальтового и андезитового составов; 7 – линзы известняков; 8 – лавы, брекчиевые лавы, гиаокластиты миндалекаменных андезитобазальтов, афировые андезитобазальты; 9 – туфы, игнимбриты, реоигнимбриты риодацитов; 10 – туфы, игнимбриты андезитов и дацитов с линзами известняков и известковистых песчаников. Б. Терригенно-осадочная фация: 11 – известняки, мергели, песчаники. В. Экструзивно-субвулканическая фация: 12 – крупнопорфировые базальты и андезитобазальты, редкопорфировые андезитобазальты, долеритовые базальты, диабазовые порфириты; 13 – андезиты, кварцевые андезиты, кварцевые диорит-порфириты, трахиандезиты, трахиандезитодациты, дациты, риодациты, их жерловые и околожерловые брекчии.

Палеоген. А. Эффузивная фация: 14 – афировые андезитобазальты; лавы, брекчиевые лавы андезитов и андезитобазальтов; 15 – туфы андезитов и андезитобазальтов с обломками известняков, известковистых песчаников; 16 – туфы и игнимбриты андезитодацитового состава. Б. Экструзивно-субвулканическая фация: 17 – крупнопорфировые и микропорфировые андезитобазальты и базальты, их жерловые и околожерловые брекчии; 18 – андезиты; 19 – андезитодациты и риодациты, их жерловые и околожерловые брекчии.

Интрузивные породы: 20 – меловые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты; 21 – палеогеновые габбро, габбро-диориты.

Четвертичный. 22 – потоки базальтов и базанитов; 23 – границы разновозрастных комплексов; 24 – границы одновозрастных литологических и фациальных подразделений (а), границы субвулканических и жерловых образований (б); 25 – глубинные разломы (а), разрывные нарушения (б); 26 – зоны рассланцевания (а), элементы залегания (б).

Вулканические центры: 27 – среднеюрские; 28 – позднеюрско-раннемеловые, 29 – палеогеновые, 30 – четвертичные.

вые для Кафанского рудного района С.А.Зохрабян (49) описал эксплозивные брекчии кварцевых андезитов-дацитов, эпигенетических относительно вмещающих пород, а С.О.Ачикгезяном на этой же площади выделен ряд фаций метасоматитов. Несколько позже Р.А.Саркисяном, С.О.Ачикгезяном и С.А.Зохрабяном была составлена геологическая карта Шаумянского месторождения в масштабе 1:5000.

По работам С.В.Саркисяна (1970 по 1974 годы) составлена прогнозно-металлогеническая карта Кафанского рудного района на медь в масштабе 1:50000. В работах Л.С.Асланяна и Г.А.Амбарцумяна отражены особенности геологического строения и структуры Шаумянского и Кафанского месторождений.

В течение 1976–1977 годов на полосе зоны Хуступ–Гиратахского разлома Армянская геолого-методическая партия КИМС-а проводила исследования под руководством В.Б.Барсегяна и Э.Г.Малхасяна, с целью ее прогнозной оценки и постановки поисковых работ.

С 1976–1980 годов территория Кафанского рудного района была охвачена геохимической съемкой отрядом Управления геологии под руководством К.Р.Вартаняна и шлиховым опробованием под руководством А.Г.Мидяна. Для полосы Хуступ–Гиратахского глубинного разлома М.А.Сатианом детально рассмотрены вопросы литологии и стратиграфии вулканогенно-осадочных и осадочных формаций фанерозоя, обосновано существование юрского офиолитового пояса.

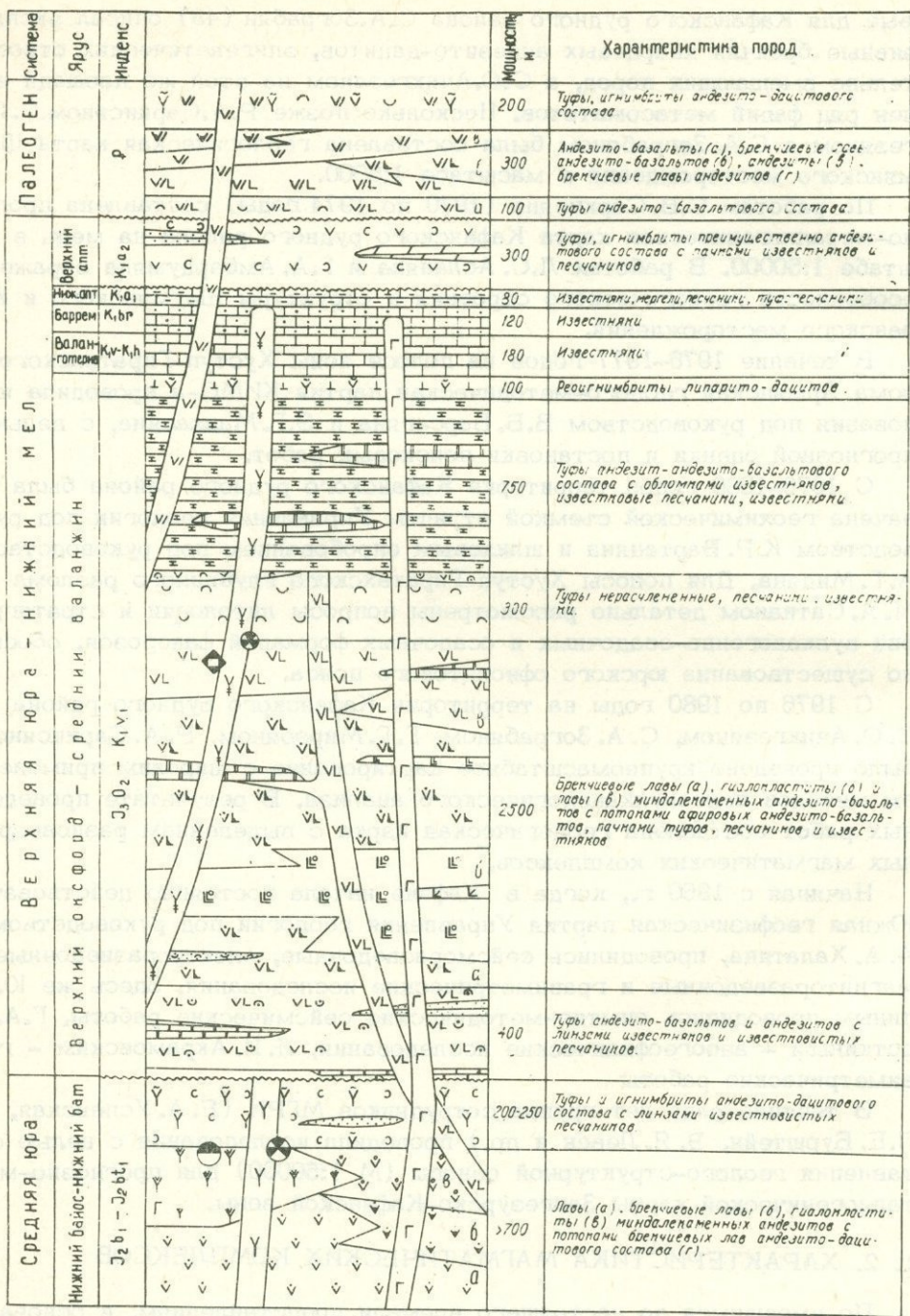
С 1976 по 1980 годы на территории Кафанского рудного района С.О.Ачикгезяном, С.А.Зохрабяном, Г.Г.Мирзояном, Р.А.Саркисяном было проведено крупномасштабное картирование с широким применением методов палеовулканологического анализа. В результате проведенных работ составлена геологическая карта с выделением разновозрастных магматических комплексов.

Начиная с 1960 г., когда в Кафани начала постоянно действовать Южная геофизическая партия Управления геологии под руководством А.А.Халатяна, проводились сейсморазведочные, электроразведочные, магниторазведочные и гравиметрические исследования. Здесь же Ю.Т.Шопиным проводились опытно-методические сейсмические работы, Г.А.Сироткиным – аэрогеофизические исследования, И.И.Акрамовским – гравиметрические работы.

В течение ряда лет группа сотрудников МГРИ (Е.А.Успенская, Л.Е.Бурштейн, Э.Я.Левен и др.) проводила исследования с целью составления геолого-структурной основы (М 1:50000) для прогнозно-металлогенической карты Зангезурско-Кафанской зоны.

1. 2. ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

По имевшимся до настоящего времени представлениям, в основании разреза пород Кафанского рудного района обнажаются вулканы различного состава с линзами и пачками туфоосадочных пород раннебайос-раннебатского возраста, общей мощностью в 1000 м. Они несогласно перекрываются вулканогенными образованиями пестрого петрографического состава позднеоксфорд – средневаланжинского возраста и терригенно-карбонатными отложениями верхнего валанжина – нижнего апта, суммарная мощность которых составляет 2400 м. На них несогласно



- Дайки андезитов; субвулканические кварцевые андезиты (варваритские) и их интрузивные вулканы, брекчии, базальтовые андезито-дациты, их жерловые брекчии, дайки и штоки кварцевых дацитов, липарито-дацитов.
- Штоки и силл вулканопорфировых базальтов, афировых андезито-базальтов, дакритов, давазов, андезито-базальтов.
- Габбро, габбро-диориты
- Мажанское меднополечное месторождение
- Шаумянское золото-полиметаллическое месторождение
- Штоки андезитов, андезито-дацитов, кварцевых андезитов (кварцевых диорит-порфиров), кварцевых дацитов, липарито-дацитов, жерловые брекчии средне-кислого состава.
- Штоки базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, липарито-дацитов; жерловые брекчии андезито-базальтов, андезитов, интрузивов липарито-дацитов, габбро, габбро-диоритов.
- Шахохское меднополиметаллическое месторождение
- Барцраванское золотополиметаллическое рудопроявление

Рис. 2. Стратиграфическая колонка Кафанского рудного района (составили С.О. Ачикгезян, С.А. Зограбян, Г.Г. Мирзоян, Р.А. Саркисян).

залегают терригенно-карбонатные и, частью, вулканогенные породы верхнего апта и верхнего мела, мощностью около 1400 м.

Нами впервые в рудном районе установлены и закартированы пользующиеся значительным развитием разнообразные продукты вулканической деятельности палеогенового возраста, включавшиеся ранее в состав верхнеюрско-нижнемеловых вулканогенных толщ. В результате палеовулканологического анализа и фациального расчленения вулканогенных образований в Кафанском рудном районе нами выделяются среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и палеогеновый магматические комплексы, краткая характеристика которых приводится ниже (рис. 1,2).

1.2.1. Среднеюрский магматический комплекс

Вулканиды среднеюрского магматического комплекса, будучи рудомещающими породами Кафанского рудного поля, всегда являлись объектом наиболее детального изучения. Используя материалы крупномасштабного картирования, описываемые породы расчленены на эффузивную, экструзивно-субвулканическую, жерловую и околожерловую фации вулканитов, слагающих непрерывный, последовательно-дифференцированный ряд от андезитобазальтов до риодацитов.

Среди пород эффузивной фации выделены лавы и брекчиевые лавы андезитового состава (с уклоном в сторону андезитобазальта), гиалокластиты андезитов, брекчиевые лавы, туфы и игнимбриты андезитодацитового и дацитового составов.

Лавы, брекчиевые лавы и гиалокластиты андезитов (андезитобазальтов), слагающие нижние части разреза среднеюрских образований на основании петрографического сходства и наличия между ними фациальных переходов нами объединяются в одну группу. Возраст андезитов и их брекчиевых разностей на основании региональных сопоставлений В.Т.Акопяном определяется как ранний байос.

Верхние части разреза среднеюрских образований, сложенные брекчиевыми лавами, разнообразными туфами и игнимбритами на основании нахождения фауны в пачках вулканогенно-осадочных образований, подчиненных этой толще пород, А.Т.Асланяном (15) и В.Т.Акопяном (9) датируются как поздний байос. В последнее время Н.Р.Азаряном (8) на основании новых фаунистических определений в самых верхних частях разреза средней юры доказано наличие пород раннебатского возраста.

В ряду экструзивно-субвулканических и жерловых образований выделены кварцевые андезиты (барабатурмские), инъекционные вулканические брекчии кварцевых андезитов, базокварцевые андезитодациты, кварцевые дациты и риодациты, жерловые брекчии андезитодацитов и кварцевых дацитов, дайки миндалекаменных андезитов.

Породы среднеюрского вулканогенного комплекса широко развиты в центральной части Кафанского рудного поля, охватывая склоны среднего течения р. Вохчи, бассейн р. Каварт и правый склон нижнего течения р. Халадж, где они вмещают Кафанское медноколчеданное и Шаумянское золото-полиметаллическое месторождения. В районе Кавартского перевала описываемые породы переходят в бассейн среднего те-

чения р. Халадж и непрерывной полосой по обоим ее склонам простираются в сторону ее верховьев и там образуют мощный выход, в меньшей степени изученный в отношении содержания рудных скоплений.

Характерной особенностью пород среднеюрского вулканогенного комплекса является их сравнительно интенсивная гидротермальная переработанность и продуктивность в отношении рудной минерализации, чем они и отличаются от пород других магматических комплексов.

Рассматриваемые породы являются наиболее древними образованиями района, подошва их нигде не вскрывается на дневной поверхности.

Согласно нашим представлениям, указанные породы слагают реликты двух крупных стратовулканов островного типа, расположенных в центральной части рудного района и в бассейне верхнего течения р. Халадж. К склоновым частям этих крупных сооружений тяготеет ряд сравнительно небольших вулканических аппаратов в районе сс. Норашеник, Дзорастан, Арачадзор, Антарашат, МТФ Чанахчи. О существовании вулканических построек на указанных участках свидетельствует наличие комплекса эффузивно-пирокластических (лавы, брекчиевые лавы, сваренные и спекшиеся туфы и игнимбреты), субвулканических и жерловых образований, а также наличие кольцевых и радиальных разломов в пределах этих сооружений. Существование некоторых из выделенных вулканических построек подтверждается материалами геофизических исследований (109).

На эродированной поверхности вулканитов средней юры непосредственно залегает маломощный прослой гравийно-псаммитовых туфов, известковистых туфопесчаников, известняков, представляющих собой комплекс пород основания верхней юры и сменяющихся лапиллиево-глыбовыми туфами и туфоконгломератами преимущественно андезитобазальтового состава.

Ниже в возрастной последовательности приводится краткая геологическая характеристика перечисленных разновидностей пород среднеюрского вулканогенного комплекса.

1.2.1.1. Эффузивная фация

Лавы и брекчиевые лавы миндалекаменных андезитов (андезитобазальтов) являются наиболее древними в серии вулканогенных пород средней юры. Брекчиевые лавы, известные в литературе под названием "эпидотизированных брекчиевидных порфиритов", имеют подчиненное значение и залегают в основном в низах толщи. Они слагают оба склона р. Вохчи, начиная от устьев рр. Чинар и Гехануш, и далее простираются на ЗСЗ до низовьев рр. Куртамяк и Галидзор и вверх против их течения.

Подошва описываемых пород не обнажена и видимая мощность их оценивается примерно в 600 м. В 1978 г. в приустьевой части р. Куртамяк, западнее г. Кафана, на участке развития этих пород была заложена структурная скважина № 941, которая, пройдя по ним 390 м, вошла в интрузивное тело габбро-диоритового состава и была приостановлена в нем на 680 м.

Характерной особенностью описываемых пород является их интенсивная эпидотизация, постепенно ослабевающая вверх по разрезу. Наличие

маломощных пачек туфоосадочных пород в разрезе свидетельствует о морской обстановке накопления лавобрекчий. Эти породы прорваны многочисленными дайками и штокообразными телами андезитового, базальтового, габбро-диоритового составов и жерловыми (околожерловыми) брекчиями андезитоацититового состава.

Выше по разрезу брекчиевые лавы сменяются лавами миндалекаменных андезитов, имеющих широкое распространение в ареале развития вулканитов средней юры.

В центральной части рудного поля эти породы окаймляют выходы брекчиевых лав, связаны с ними постепенными переходами. Описываемые породы развиты в нижних и средних течениях рр. Вачаган, Багабурдж, Каварт. Далее на северо-запад они переходят в бассейн р. Халадж в район сс. Арачадзор, Дзорастан и дальше на северо-запад — в верховья правых притоков р. Халадж. Миндалекаменные андезиты широко развиты и в районе МТФ Чанахчи, где нередко дают переходы в брекчиевые лавы того же состава.

Макроскопически они представлены темно-зелеными, зеленовато-серыми породами с ярко выраженной миндалекаменной текстурой. Структура породы порфировая. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, погруженных в хлоритизированный стекловатый базис.

Количество миндалин сильно варьирует, в редких случаях они вовсе отсутствуют. Формы миндалин разнообразны — округлые или неправильной формы, червеобразные. Миндалины в основном заполнены кварцем, хлоритом, карбонатом, серицитом.

Гиалокластиты миндалекаменных андезитов. В тесных пространственных соотношениях и фациальных взаимопереходах с андезитовыми лавами находятся залегающие выше них гиалокластиты (рис. 3), впервые выделенные нами в Кафанском районе среди пород среднеюрской толщи. Эти породы пользуются широким развитием в нижнем и среднем течении р. Гехануш, откуда на запад простираются в сторону сс. Гомаран, Багабурдж, В.Вачаган и далее на СЗ простираются в сторону ущелья р. Вохчи, переходя на ее левый берег в районе с. Шгарджик. В ущелье р. Халадж гиалокластиты андезитов имеют широкое развитие, начиная от сс. Норашеник, Н.Хотанан и далее к северо-западу в район сс. Малый и Большой Охтар, Карадга и выклиниваются в одном километре до МТФ Чанахчи.

Внешне породы имеют светло-серый, зеленовато-серый, иногда темно-серый до черного (бассейн р. Вохчи) цвет и характеризуются ярко выраженным обломочным строением. Обломки большей частью округлые, сфероидальные или шаровидные, размерами от нескольких до 10–20 см в диаметре. Обломки представлены сильно миндалекаменными андезитами, сходными по петрографическим особенностям с таковыми, описанными выше.

Связующая гиалокластитовая масса более рыхлая по сравнению с обломками и состоит из хлоритизированного и селадонитизированного вулканического стекла и кристаллокластов плагиоклаза и клинопироксена, образовавшихся в результате растрескивания и раздробления стекловатой корки шаровых лав.

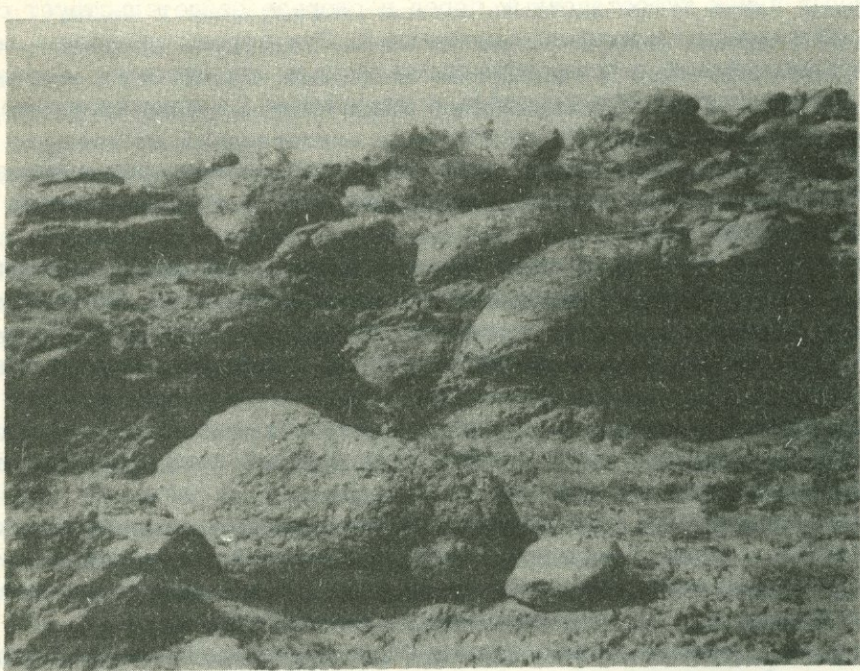


Рис. 3. Подушечная отдельность гиадокластитов андезитового состава в районе с. Шгарджик.

На неровной поверхности андезитов и гиадокластитов налегают туфы и игнимбриты андезитодацитового состава (с подчиненной ролью лавовых разностей того же состава).

Большинством предыдущих исследователей (66,81) в этой толще выделялись в основном лавовые разности пород — плагиоклазовые (андезитовые), кварц-плагиоклазовые (андезитодацитовые) и кварцевые (барабатумские) порфириды, а вулканокластам отводилась незначительная роль, хотя еще Г.Г.Цулукидзе, Г.Б.Халатовым и В.И.Архиповым (113) было подмечено, что рудовмещающие породы Кафанского месторождения имеют первично-обломочную природу.

В последнее время детальными исследованиями Л.С.Чолахян, М.А.Сатяна и Р.А.Саркисяна (114) был доказан вулканокластический характер пород верхнебайосской толщи. Среди них указанными авторами описаны агломератовые, гравийно-псаммитовые и пепловые туфы андезит-андезитодацит-дацитового составов, содержащие различного размера бомбы и лапилли, обрывки стекла, кристаллокласты, плагиоклаза и кварца. Полученные данные позволили авторам высказать мнение о наземно-островных условиях накопления пород, что полностью согласуется с нашими материалами и представлениями по данному вопросу.

Помимо указанных разновидностей пород, нами впервые на Кафанском месторождении среди вулканокластических пород позднего байоса установлены игнимбриты и реоигнимбриты андезитодацитового и дацитового составов; занимающие промежуточное положение между лавовыми и туфовыми разностями пород и содержащие фьяммеподобные включения вулканического стекла (рис. 4).

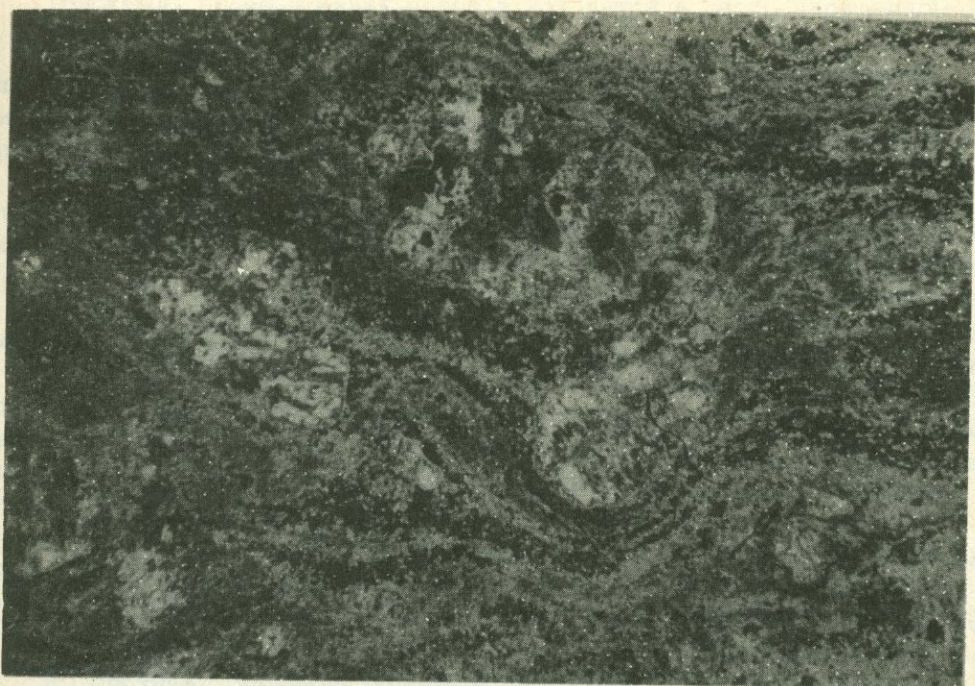


Рис. 4. Игнимбрит андезитодацитового состава. Прозрачный шлиф, б/а. Увел. 20).

Согласно нашим данным, игнимбриты пользуются достаточно широким развитием, что указывает на близость расположения вулканических центров. К этим образованиям нами относятся также породы, известные под названием "нижней осадочной серии", залегающие на миндалекаменных андезитах южнее с. Арфик, а также часть вулканокластических пород чинарской толщи.

Игнимбриты кварцевых дацитов нами установлены в бассейне р. Халадж между сс. Арачадзор и Дзорастан, в районе южнее с. Антарашат в нижнем течении одноименной речки, откуда они прослеживаются до МТФ Чанахчи, в верхнем течении р. Халадж.

В указанных пунктах игнимбриты находятся в тесных пространственных соотношениях с субвулканическими телами кварцевых дацитов и в сочетании с ними фиксируют расположение ряда вулканических построек центрального типа.

По последним данным Н.Р. Азаряна (8), разрез среднеюрских вулканогенных образований венчается небольшой мощности вулканогенно-осадочными породами раннего бата (известковистые песчаники, известняки, глины), согласно налегающими на "барабатумскую свиту" и с размывом перекрывающимися породами позднего оксфорда. Сохранившаяся от размыва мощность составляет 60 м. Раннебатский возраст этих образований доказан на основании фаунистических определений аммонитов.

1.2.1.2. Эффузивно-субвулканическая и жерловая фации.

В указанной фации вулканитов среднеюрского возраста выделены кварцевые андезиты (барабатумские) и их инъекционные вулканические брекчии, базокварцевые андезитодациты, кварцевые дациты, риодациты и их жерловые и околожерловые брекчии. Среди пород этой фации выделены дайки миндалекаменных андезитов и кварцевых дацитов.

Кварцевые андезиты. В серии субвулканических пород Кафанского рудного района по геологическим особенностям и роли в локализации колчеданного оруденения особое место занимают кварцевые андезиты (барабатумские). Разными исследователями эти породы именовались как кварцевые порфириды, кварцевые порфириды, кварцевые андезито-дациты, андезито-дацитовые кварцевые порфириды.

Придерживаясь принятой классификации магматических пород, основанной на их химизме, описываемые породы следует отнести к андезитам (содержание SiO_2 в них не превышает 62% и в среднем составляет 60,5%). Наличие характерных вкрапленников кварца дает основание указанные породы называть кварцевыми андезитами.

Кварцевые андезиты в центральной части Кафанского рудного поля слагают два крупных выхода, обнажающихся на восточных склонах р. Каварт и в районе пос. им. Шаумяна.

Макроскопически они представлены темно-серыми, серыми или зеленовато-серыми породами с четко выраженным порфировым сложением — на темном фоне основной массы выделяются белые порфировые вкрапленники плагиоклаза и крупные фенокристаллы кварца. Нахождение крупных (0,5–0,7 см, иногда до 3–4 см) хорошо ограненных кристаллов кварца дипирамидального облика является характерной особенностью этих пород. Реже наблюдаются сравнительно крупные кристаллы роговой обманки и моноклиналиного пироксена.

До последнего времени общепринятыми среди исследователей являлись представления об эффузивной природе кварцевых андезитов, согласно которым описываемые породы образовались в результате излияния лавы на поверхность земли (или же в мелководной среде), чередуются в разрезе с туфобрекчиями и пачками вулканогенно-осадочных пород и фациально переходят в плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфириды. Однако А. Т. Асланяном (16) было высказано мнение о секущем, пластообразно-интрузивном залегании барабатумских порфиритов, а Г. О. Григоряном (38) — об их экстррузивном характере.

За последние годы нашими детальными исследованиями было доказано, что кварцевые андезиты (андезитодациты) Кафанского рудного поля представлены субвулканическими телами, имеющими резкие и крупные интрузивные контакты с вмещающими их породами, и нигде фациально не переходят в какие-либо вулканиты иного состава и облика (50).

Установлено, что участвующие в строении массивов кварцевых андезитов брекчиевые породы аналогичного состава не являются обычными пирокластами, а относятся к совершенно иной категории образований, речь о которых пойдет ниже.

Доказано также, что невыдержанные пачки вулканогенно-осадочных пород, залегающие среди барабатумских андезитов, являются останцами

(блоками) более древних пород и находятся в резко нарушенном залегании, вплоть до обратных падений.

Материалы, подтверждающие эти представления, приведены в ряде отчетов и публикаций, поэтому они здесь не излагаются.

Исходя из изложенного, барабатурские кварцевые андезиты нами рассматриваются в качестве субвулканических аналогов описанных выше верхнебайосских эффузивно-пирокластических образований.

Инъекционные вулканические брекчии кварцевых андезитов. Выше уже упоминалось о том, что в строении субвулканических тел кварцевых андезитов отмечаются участки брекчиевой текстуры пород, принятых прежними исследованиями за обычную пирокластику. Залегание их среди барабатурских порфиринов приводилось в качестве свидетельства эффузивной природы последних.

Нашими исследователями было показано, что описываемые породы относятся к особому рода образованиям — инъекционным вулканическим брекчиям (эксплозивным брекчиям) и не имеют ничего общего с обычными пирокластами (49, 50).

Макроскопически инъекционные вулканические брекчии напоминают обычные туфобрекчии и туфоконгломераты (рис.5) и представлены грубообломочными породами, состоящими из обломков кварцевых андезитов, сцементированных туфоподобным, местами лавовым материалом того же состава. Величина обломков варьирует в пределах от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Более детальное описание инъекционных вулканических брекчий имеется в названных выше работах. Здесь же отметим, что морфология тел инъекционных брекчий довольно сложна и разнообразна. Преимущественно это крутопадающие с резкими контактами дайкообразные или же штоко- и трубообразные, иногда грибовидные тела, с апофизами во вмещающие породы.

Образование этих пород связано с подземными взрывами в магматических камерах, сопровождающимися отторжением большого количества обломков от стенок камеры и подводящих каналов и дальнейшим перемещением вверх смеси обломков и тонкораспыленной лавы под большим давлением газов и перегретых паров.

Наличие в составе инъекционных брекчий значительного количества обломков интрузивных пород дало нам основание высказать предположение о наличии на глубине необнаженного на дневной поверхности интрузивного тела (50).

Базокварцевые андезитодациты. К субвулканическим породам нами отнесены андезитодациты, в которых в отличие от кварцевых андезитов и дацитов полностью отсутствуют фенокристаллы кварца, в значительном количестве присутствующего в основной массе. Порфиновые выделения в породе представлены преимущественно плагиоклазом.

Отмеченные породы распространены в основном в бассейне р. Халадж. Одно сравнительно крупное тело установлено южнее с. Арчадзор на северо-восточных и восточных склонах г. Гянджибут. Другое тело андезитодацитового состава обнажается в русле р. Халадж и вытянуто узкой полосой вдоль русла в северо-западном направлении от с. Охтар до района пионерлагеря и несколько выше. Ряд более мелких штокообразных тел отмечается на левом берегу р. Вохчи у пос. Унан и в рай-

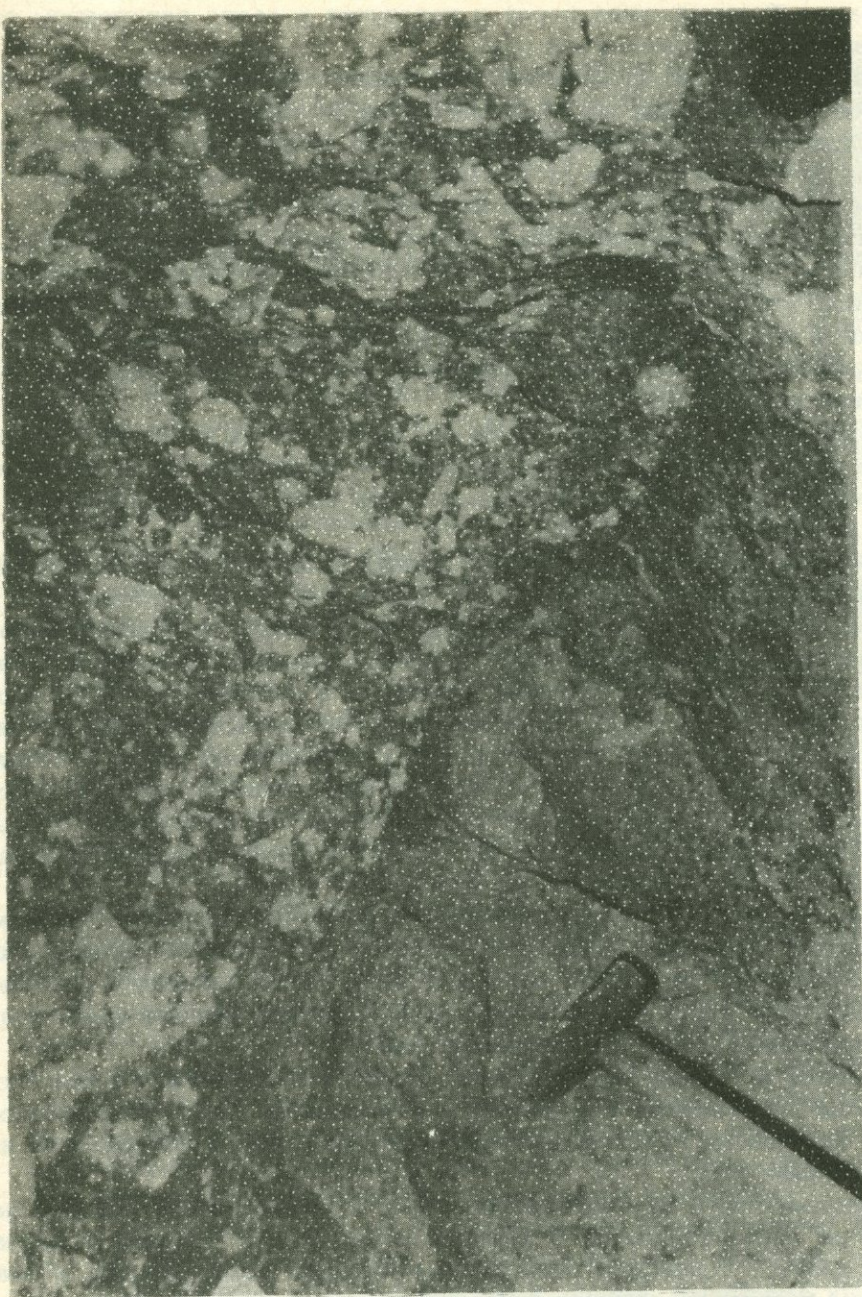


Рис. 5. Инъекционная вулканическая брекчия. Шаумянское месторождение. Фото стенки выработки.

оне с. Н. Вачаган. Все описанные тела залегают в полях развития миндалекаменных андезитов.

Еще один выход базокварцевых андезитодацитов, вытянутый в меридиональном направлении, установлен в верхнем течении правых притоков р. Халадж, впадающих в нее выше МТФ Чанахчи.

Макроскопически базокварцевые андезитодациты представлены массивными породами зеленовато-серого цвета с порфировым строением. Порфировые выделения в основном представлены розовато-белыми вкрапленниками плагиоклаза.

Поскольку описываемые породы совместно с вмещающими их другими вулканитами в большинстве своем гидротермально интенсивно переработаны, прослеживание и изучение их контактов сильно затруднено. Поэтому упомянутые тела оконтурены в основном по данным микроскопического изучения. В этом смысле отнесение их к секущим образованиям в какой-то мере условно.

Кварцевые дациты. В ареале распространения среднеюрских пород широким развитием пользуются субвулканические кварцевые дациты, представленные в виде штокообразных, нередко удлинённых тел различных размеров и даек (рис. 6).



Рис. 6. Горизонтальная столбчатая отдельность субвулканических кварцевых дацитов. Восточная окраина с. Нижний Охтар.

Наиболее крупные тела кварцевых дацитов установлены в бассейне верхнего и среднего течения р. Халадж по обоим ее склонам. Два крупных тела, вытянутых в северо-западном и близширотном направлениях, установлены в средних и нижних течениях правых притоков р. Халадж, выше МТФ Чанахчи. Еще два менее крупных тела кварцевых дацитов обнажаются в том же районе на левом склоне р. Халадж и вытянуты в северо-восточном — близширотном направлении. Все эти тела секут миндалекаменные андезиты, а также туфы и игнимбриты кварцевых дацитов и локализованы в районе развития кольцевых структур верховьев р. Халадж. Совместно с развитыми здесь игнимбритами и жерловыми брекчиями, кварцевые дациты фиксируют местоположение крупного палеовулканического сооружения.

Кроме описанных субвулканических тел крупного размера, отмечаются более мелкие выходы кварцевых дацитов в районе сс. Норашеник, Дзорастан, Арачадзор, Антарашат, приуроченных к второстепенным палеовулканическим постройкам.

Дайковые тела кварцевых дацитов известны в верховьях р. Галидзор, в районе сс. Арачадзор, Дзорастан, Охтар, в нижнем течении р. Доврус. Преимущественное направление даек северо-западное и близширотное. Мощность их разнообразна и колеблется от 0,5 м до 50–80 м, протяженность – 300–500 м и редко до 1 км.

Макроскопически неизменные разности кварцевых дацитов представлены серыми и зеленовато-серыми с фиолетовым оттенком породами порфиорового сложения, с выделениями кварца и плагиоклаза. Величина вкрапленников достигает 3 мм. Кварц, как правило, представлен корродированными кристаллами неправильной формы, часто окаймленными реакционными каемками. Местами в них отмечаются микрогранофировые срастания кварца и полевого шпата.

В обнажениях они представлены массивными плотными породами, в которых часто проявляется столбчатая отдельность. В большинстве своем кварцевые дациты в разной степени гидротермально переработаны.

Относительно возраста кварцевых дацитов среди исследователей существуют различные точки зрения. В. Н. Котляр (65) рассматривал их как дериваты гранодиоритовой магмы третичного возраста, Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе (81) датируют их средней юрой, а В. Т. Акопян (9) относит эти породы к послеверхнеюрским образованиям.

Позднее В. Т. Акопян и А. Г. Казарян на основании данных о геологическом положении кварцевых дацитов и радиологических исследований выходов их между сс. Дзорастан и Шгарджик (44–50 млн. лет)^x установили посленеокомский возраст этих пород.

Учитывая данные определений абсолютного возраста кварцевых дацитов юго-западных склонов г. Саяд-Кар и бассейна р. Халадж (91–4 млн. лет, среднее по восьми определениям), Г. П. Багдасарян их возраст определяет как нижнюю-среднюю часть позднего мела.

Имеются и другие, отличные от приведенных, определения абсолютного возраста кварцевых дацитов Банного ручья (центральная часть Кафанского месторождения). в 162–5 млн. лет (среднее по пяти определениям), что позволило Р. А. Саркисяну (99) в совокупности с геологическими наблюдениями среди рассматриваемых пород выделить образования верхнебайосского и неокомского возрастов.

Полученные нами новые данные также неоднозначны. В районе с. Охтар установлено отчетливое перекрывание кварцевых дацитов туфоосадочными образованиями верхней юры, включающими в большом количестве гальки описываемых пород. С другой стороны, нередко тела кварцевых дацитов прорывают породы верхнеюрского возраста.

^x Аналогичные цифровые данные (51⁺0,5 млн. лет) получены нами по крупному субвулканическому телу, обнажающемуся на правом склоне верхнего течения р. Халадж.

Таким образом, из вышеизложенного материала со всей очевидностью вытекает вывод о наличии в Кафанском рудном районе по крайней мере двух разновозрастных групп кварцевых дацитов — среднеюрского и посленеокомского возрастов.

В то же время тесная пространственная ассоциированность этих тел с эффузивно-пирокластическими образованиями — туфами, игнимбритами, жерловыми и околожерловыми брекчиями аналогичного состава, совместно участвующими в строении ряда палеовулканических аппаратов среднеюрского возраста, делает более вероятным отнесение большинства их к средней юре.

Риодациты (альбитофиры). Выходы риодацитов в Кафанском районе установлены на гг. Саяд-кар, Пеллор, Гянджибут, в районе сс. Анта-рашат, Довруз, севернее с. Малдаш и на других участках. Возраст этих пород определяется как неокомский и палеогеновый, и описание их приведено в соответствующих разделах данной работы.

Некоторые сомнения вызывают лишь данные о возрасте риодацитов г. Саяд-кар, отнесенных разными исследователями к верхнеюрскому (Э. Г. Малхасян), посленеокомскому (В. Т. Акопян, А. Г. Казарян), поздний мел-палеогеновому (Г. П. Багдасарян) возрастам.

Поскольку риодациты г. Саяд-кар залегают среди эффузивно-пирокластических пород позднего байоса и нигде не контактируют с верхнеюрскими образованиями, указанные авторы при обосновании возраста этих пород руководствовались в основном либо данными определений абсолютного возраста, либо аналогией с другими выходами риодацитов, секущими позднеюрские образования.

Проведенное нами петрохимическое изучение всех разновидностей пород Кафанского рудного района показало, что риодациты г. Саяд-кар по своим петрохимическим характеристикам отличаются от остальных выходов аналогичных пород и соответствуют таковым пород среднеюрского возраста. Поэтому указанные породы в определенной мере условно нами рассматриваются в составе среднеюрского магматического комплекса.

Описываемые породы слагают привершинную часть г. Саяд-кар (рис. 7), где они слагают жерловину небольшого паразитического вулканического аппарата (размерами 0,6х0,4 км). Кроме основного тела, в этом же районе известны и более мелкие выходы пород аналогичного состава.

Макроскопически представлены плотными тонкозернистыми породами фиолетового, зеленовато-серого и розоватого цвета с прозрачными вкрапленниками кварца, иногда достигающими в размере до 3 мм. Местами в этих породах обнаруживается ярко выраженная столбчатая отчетливость.

Жерловые и околожерловые брекчии андезит-дацитов развиты исключительно в центральной части Кафанского рудного поля по обоим склонам р. Каварт и в районе с. Н. Вачаган. Представлены небольшими и изометричными в плане штокообразными телами, рвущими нижнебайосские миндалекаменные андезиты, туфы и игнимбриты верхнего байоса. Они, вероятно, являются корневыми частями небольших палеовулканических центров. Наиболее крупным среди них является тело размерами более 1 км в длину и 0,7 км в ширину, расположенное за-

паднее с. Арфик в водораздельной части между нижним течением р.Каварт и р. Вохчи.



Рис. 7. Гора Саяд-кар с субвулканическими риодацитами в привершинной части.

Цвет пород жерловых брекчий серо-зеленый, у измененных разностей приобретающий желтовато-охристые, коричневатые оттенки. Строение породы обломочное. Обломки представлены в разной степени окатанными миндалекаменными андезитами, базокварцевыми андезитодацитами, реже кварцевыми дацитами, барабатурскими кварцевыми андезитами и игнимбритами. Связующая масса лавовая или туфовая андезито-дацитового состава.

Жерловые и околожерловые брекчии кварцевых дацитов установлены на правом склоне верхнего течения р. Халадж. Выход пород в виде узко вытянутого в СЗ направлении тела, сечет миндалекаменные андезиты, туфы и игнимбриты кварцевого дацита, базокварцевые андезитодациты и субвулканические андезитодациты. Эти породы залегают в центральной части крупной палеовулканической постройки верховьев р. Халадж. Представлены породами брекчиевого сложения темно-серого с фиолетовым оттенком, стально-серого, зеленовато-серого цвета. Состоят в основном из обломков кварцевых дацитов с ясно видимыми порфиоровыми выделениями кварца, сцементированных дезинтегрированным материалом аналогичного состава, содержащим осколки кристаллов кварца. Формы обломков угловатые, слегка сглаженные; размеры их - в пределах нескольких сантиметров.

Дайки миндалекаменных андезитов. Дайки заведомо среднеюрского возраста в Кафанском рудном районе пользуются ограниченным развитием. Помимо описанных выше даек кварцевых дацитов, в составе среднеюрского магматического комплекса выделяются дайки миндале-

каменных андезитов, по своим петрографическим особенностям являющихся аналогами широко развитых лавовых разностей того же состава.

Представлены эти дайки зеленоватыми породами порфировой структуры с четко выраженным миндалекаменным сложением. Порфировые выделения представлены в основном розовато-белыми вкрапленниками плагиоклаза. Миндалины заполнены карбонатом, хлоритом, эпидотом, кварцем.

Простираание даек северо-восточное, северо-западное, близширотное. Обычно непротяженные. Мощности их колеблются от нескольких десятков см. до 1-1,5 м.

Единичные дайки или их малочисленные группы отмечены среди лав, брежчиевых лав и гиадокластитов нижнего байоса в районе сс. Норашеник, Карадга, МТФ Чанахчи, участка Унан.

Возраст описываемых даек устанавливается на основании исключительного развития их на площадях распространения среднеюрских вулканитов, отсутствия в более молодых образованиях и петрографической идентичности с эффузивами среднеюрского возраста. Некоторыми авторами к среднеюрскому возрасту относится также часть диабазовых даек, широко представленных в рудном районе. Диабазовые дайки в Кафанском рудном районе, как известно, прорывают как среднеюрские, так и верхнеюрские образования и, как справедливо отмечают В. Т. Акопян и Г. А. Казарян (10), нет никаких геологических оснований и критериев для выделения среди них даек среднеюрского возраста.

1.2.2. Верхнеюрско-нижнемеловой магматический комплекс

Породы верхнеюрско-нижнемелового комплекса пользуются наибольшим распространением в пределах Кафанского рудного района. В составе этого комплекса рассматриваем широкую гамму пород от базальтов до риодацитов, составляющих в целом эффузивную, жерловую и экструзивно-субвулканическую фации, представляя их в виде единой магматической ассоциации, образующей последовательно дифференцированный ряд.

Возраст этого комплекса определяется на основании фауны, отобранной из вулканогенно-осадочных линз и прослоев, ассоциирующих с вулканогенными образованиями (9,16,113).

Верхнеюрско-нижнемеловой вулканизм проявлен очень интенсивно, о чем свидетельствует суммарная мощность вулканитов, достигающая 2500-3000 м. Нижнюю часть вулканогенных пород с преобладанием вулканогенно-обломочных образований В. Т. Акопян (9) относит в верхнему оксфорду-кимериджу, а верхнюю - тапасар-кармиракарскую и хуступ-чимянскую свиты с преобладанием лавовых разностей вулканитов - к титону-нижнему валанжину, хотя сам автор отмечает, что между этими частями переход постепенный и их границы проведены условно.

Учитывая идентичность вулканитов, слагающих как "нижнюю", так и "верхнюю" части разреза, а также отсутствие каких-либо границ между ними, нами эти образования рассматриваются как единый, полифациальный магматический комплекс. Значительная часть выделенной В. Т. Акопяном хуступ-чимянской свиты (параллелизуемой им с тапасар-кармиракарской свитой) представлена вулканитами палеогенового возраста.

Верхнеюрские образования налегают на среднеюрские вулканы несогласно, окаймляя их в районе самого месторождения, в бассейне р. Халадж, у сс. Шгарджик, Бех, Гехануш, Ахкенд, образуя выходы, вытянутые в СЗ направлении.

В составе верхнеюрско-нижнемелового комплекса выделяются эффузивная, вулканогенно-осадочная, терригенно-осадочная и экструзивно-субвулканическая фации.

1.2.2.1. Эффузивная фация.

Породы собственно эффузивной фации представлены лавами, брекчиевыми лавами, разнообразными туфами, игнимбритами от базальтового до риодацитового составов с прослоями и линзами известковистых туфопесчаников и известняков.

Туфы. Самым нижним горизонтом верхнеюрских образований являются кристалло-литокластические туфы псаммито-гравийной размерности преимущественно андезитобазальтового состава. Слой туфов мощностью до 15-20 м налегает несогласно на различные горизонты средней юры (туфы, игнимбриты, миндалекаменные андезиты, кварцевые андезиты и т.д.) и хорошо отбивается контрастностью состава от нижележащих пород (рис. 8). Горизонт туфов по простиранию нередко переходит в известковистые песчаники и известняки, непосредственно налегающие на

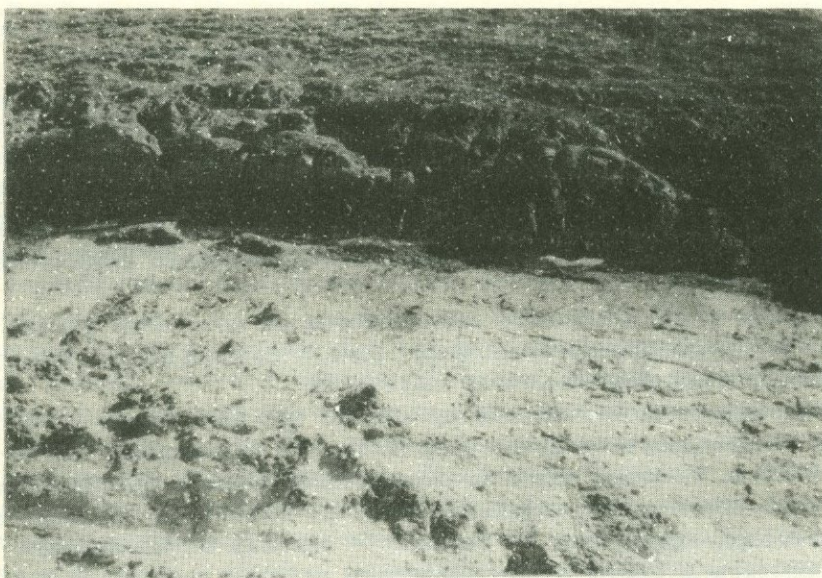


Рис. 8. Несогласное залегание верхнеюрских пород на среднеюрские. Район высоты Каварт.

среднеюрские породы, обломки которых местами встречаются среди описываемых образований. Они обнажаются в верхних течениях правых притоков р. Халадж, в районе высоты Гянджибут, с. Гехануш и т.д. Элементы залегания туфов и известняков изменчивы. В районе верхнего течения р. Халадж они надают на северо-восток $20-30^{\circ}$ под

углами $20-25^\circ$, на Кафанском месторождении отмечается изменение азимутов до $60-70^\circ$ с теми же углами падения, а у сс. Ахкенд, Гехануш, Шгарджик доходит до $100-130^\circ$, причем некоторое выполаживание углов падения до 15° отмечается в верховьях Дзорастанского ручья и у с. Ахкенд. Таким образом, породы основания верхней юры (да и комплекса в целом) сохраняют устойчивую тенденцию падения в восточные румбы, за исключением района верховьев р. Халадж, где породы падают к северо-западу.

Выше по разрезу псаммито-гравийные туфы переходят в грубообломочные, местами до глыбовой размерности туфы, составляющие основную часть описываемых пород (рис. 9). Обломки преимущественно ок-

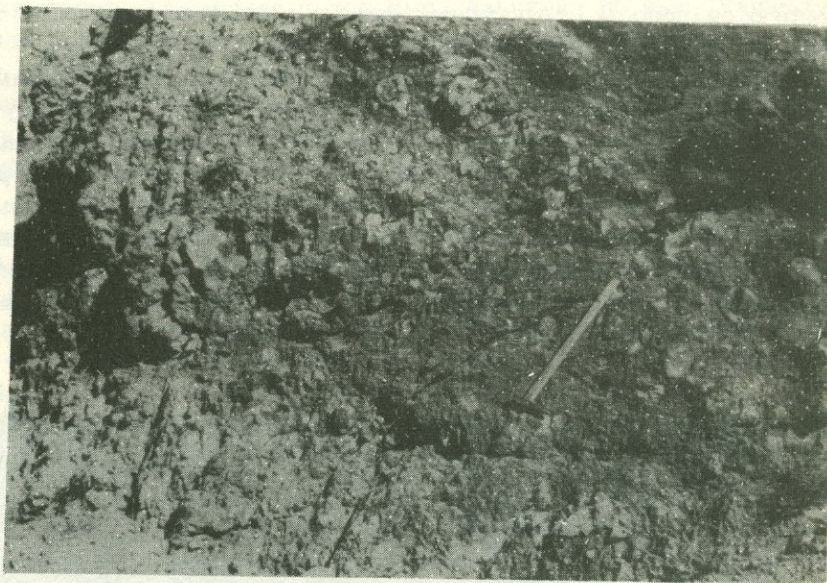


Рис. 9. Грубообломочные туфы андезитобазальтов, обнажающиеся у высоты Каварт.

руглой и эллипсоидальной формы представлены в основном андезитобазальтами. Цемент поровый и контактовый. Лапиллиево-глыбовые туфы почти непрерывной полосой тянутся по левому борту р. Халадж от фермы Чанахчи до района Шаумянского месторождения. Эти же туфы в ассоциации с известняками закартированы в районе сс. Шгарджик, Бех и Верин Вачаган, с азимутом падения от 120° до 140° при углах падения $25-30^\circ$. Наибольшее распространение туфы получают в южной части исследованной территории в районе высот Чанджикар и Ханюрт. Суммарная мощность туфов составляет примерно 400 м.

Брекчиевые лавы миндалекаменных андезитобазальтов залегают на литокластических глыбовых туфах в районе сс. Бех, Верин Вачаган, Чакатен и слагают большие площади на юго-востоке и северо-востоке изученной территории и, постепенно уменьшаясь в мощности в северо-западном направлении, выклиниваются на склоне выс. Тапасар. Брекчиевые лавы представляют собой отчетливо обломочные породы от чер-

ного до темно-зеленоватого цветов с большим количеством миндалин. Размеры миндалин меняются в различных частях разреза — от микро-скопических до 10–15 см в поперечнике. Миндалины выполнены цеолитами, часто в виде радиально-лучистого агрегата, хлоритом, карбонатом, кристаллическим кварцем и агатом. Наиболее часто встречаемые размеры агатов — 3–5 см, имеют округлую и каплевидную формы; проявления ювелирного агата обнаружены С.А. Зограбяном и С.О. Ачикгезяном в районе с. Эркенанц и Р.А. Саркисяном в районе с. Доврус.

В брекчиевых лавах установлены многочисленные силты и потоки афировых андезитобазальтов, выступающих в виде небольших карнизов (3–5 м) на фоне выветрелой и сглаженной поверхности миндалекаменных андезитобазальтов. В силу этого очень часто на аэрофотоснимках дешифрируются полосы структурных линий, оставляющих впечатление переслаивания туфоосадочных пород.

Гиалокластиты андезитобазальтового состава, установленные в различных частях разреза вулканических пород, залегают как внутри брекчиевых лав андезитобазальтов, так и в виде образований, замещающих их по простирацию. Выходы гиалокластитов отмечены также на границе между миндалекаменными андезитобазальтами и их брекчиевыми лавами. Гиалокластиты развиты в районах сс. Каварт, Халадж, протягиваясь в северо-западном направлении, достигают наибольшей мощности у с. Верин Хотанан и у выс. Тапасар, где, наоборот, брекчиевые лавы андезитобазальтов имеют небольшое распространение (рис. 10).



Рис. 10. Выходы гиалокластитов андезитобазальтового состава на борту дороги у с. Верин Хотанан.

Гиалокластиты в верхнеюрско-нижнемеловых вулканитах в Кафанском районе впервые описаны Р.А. Мандаляном. Ранее они некоторыми исследователями

дователями рассматривались под обобщенным названием "туфоконгломераты". Действительно, внешне они оставляют впечатление грубых туфов, а на самом деле это крупнообломочного облика породы, состоящие из овальных, округлых и нередко угловатых миндалекаменных литокластов андезитобазальтового состава, межобломочное пространство которых большей частью заполнено вулканическим стеклом с погруженными в нем кристаллокластами плагиоклаза и темноцветных. Связующая масса почти всегда пузыриста и содержит карбонат, хлорит, пренит, цеолит.

Выше по разрезу брекчиевые лавы миндалекаменных андезитобазальтов и гиалокластиты переходят в массивные миндалекаменные андезитобазальты, распространенные в основном в бассейне р. Кашуни и прослеживающиеся от уроч. Кармракар через выс. Ахчикаин до выс. Уюги-хут. Эффузивная ассоциация андезитобазальтового состава имеет большую мощность — 2500 м.

В различных частях этой сложной толщи выделены и оконтурены прослой и линзы туфов, известковистых песчаников, известняков, часто связанных взаимопереходами. В миндалекаменных андезитобазальтах бассейна р. Кашуни отмечаются туфы, преимущественно литокластические, андезитобазальтового состава, псаммито-гравийной и лапиллиевоглыбевой размерности. Наиболее крупная линза туфов находится между сс. Курдкулах и Нор-Арачадзор, простирается она в СЗ направлении и падает на северо-восток под углом 30° . В районе с. Нор-Арачадзор эти туфы по тектоническому нарушению контактируют с штокообразным телом габбро и далее к северо-западу нигде не обнаружены.

Крупнообломочные туфы большой мощности (примерно 300 м) зафиксированы в районе с. Агвани, внутри которых имеются потоки, силы миндалекаменных и афировых андезитобазальтов. Размеры обломков в туфах колеблются в широких пределах, иногда доходя до 0,7–1,0 м в поперечнике с мелкообломочным туфовым и, нередко, известковистым цементом. Обломки представлены афировыми, миндалекаменными и крупнопорфиоровыми андезитобазальтами. В восточном направлении эти туфы не продолжают, они приведены в контакт с риодацитами по тектоническому нарушению. На крупнообломочные туфы, продолжение которых, видимо, выходит на крутых, обрывистых склонах коленообразного изгиба, р. Воротан, ложатся вулканогенные, вулканогенноосадочные образования верхнего апта.

Наиболее выдержанным по простираению (около 25 км) и колеблющимся в мощности (от 15–20 до 40–50 метров) горизонтом являются туфы, залегающие под известняками валанжин-готеривского возраста. Туфы протягиваются с северо-запада с. Давид-Бек через д/о Кармракар, восточнее с. Арцваник до с. Хдранц, сохраняя падение в восточные румбы. Обломки в туфах представлены в основном андезитами (в том числе и миндалекаменными) лапиллиевое-агломератовой размерности.

На северо-западе и западе верховьев р. Халадж выделены вулканогенно-осадочные образования, состоящие из переслаивающихся различных туфов, песчаников, известняков, протягивающихся от района выс. Чурчур, через хребет Хач-кар, по восточным склонам выс. Огланныжа и Чимян. Из-за частой перемежаемости и изменчивости типов пород в

разрезе выделение литологических разновидностей внутри этой толщи представляет большие затруднения, хотя подмечено, что песчаники и грубообломочные туфы тяготеют к верхним частям разреза. Отличительной чертой толщи является обилие в туфах и песчаниках как хорошо окатанных, так и угловатых обломков различных известняков, размеры которых колеблются в широких пределах — от нескольких мм до 3–5-метровых глыб. В обломках известняков в большом количестве присутствуют остатки разнообразной фауны.

Наряду с обломками известняков в туфах отмечается почти полная гамма нижепежащих пород, но большей частью присутствуют обломки миндалекаменных и афировых андезитобазальтов, сравнительно реже андезитов, песчаников, крупнопорфировых андезитобазальтов, погруженных в хлоритизированный туфовый и известковистый цемент.

В районе выс. Тапасар и хребта Хач-кар породы падают на север и северо-восток под углами $20-25^{\circ}$, а на восточных склонах хребта Отланыжа — на запад $250-270^{\circ}$, но под более крутыми углами — $35-40^{\circ}$. Такое резкое изменение элементов залегания пород, по всей вероятности, обусловлено наличием древней палеовулканической структуры, отдельные фрагменты которой устанавливаются в верховьях р. Халадж: как в виде кислых субвулканических образований, так и ряда кольцевых структур.

Мощность этой толщи оценивается примерно в 750 м.

Туфы и игнимбриты риодацитов — имеют ограниченное распространение. Они установлены в районе среднего и верхнего течений р. Арпалых (западнее выс. Гянджибут), пространственно приурочиваясь к субвулканическим риодацитам, по отношению к которым являются более ранними. В туфах имеются неотсортированные обломки риодацитов различных размеров — от 1–2 до 15–20 см в поперечнике, погруженные в тонкообломочный хлоритизированный и серицитизированный цемент. Контуры обломков расплывчатые, но иногда видны границы между цементом и обломками. Описываемые породы представляют собой отчетливо обломочные образования светло-серого цвета.

Реоигнимбриты риодацитового состава установлены в районе с. Тандзавер, на обоих бортах р. Кашуни. Здесь они находятся в тесной ассоциации с субвулканическими риодацитами. Последние отчетливо секут реоигнимбриты и совместно с ними не выходят за пределы тектонического блока, ограниченного с запада и востока разрывными нарушениями. Реоигнимбриты представляют собой желтого цвета породы с видимой флюидалностью, с падением в северные и южные румбы (рис. 11). Мощность реоигнимбритов составляет 100 м.

1.2.2.2. Вулканогенно-осадочная и осадочная фации

В составе верхнеюрско-нижнемеловых образований выделяются линзы и пачки туфоосадочных и осадочных пород, находящихся в различных частях разреза. Осадочные породы представленные в основном известняками, имеющими сравнительно выдержанную мощность и большую протяженность, расчлененные В.Т. Акоюном (9), на возрастные подразделения, за исключением пород, датируемых в целом неокомским возрастом.

Наиболее протяженные и мощные осадочные образования находятся в гребневой части междуречья Халадж и Кашуни, простираясь в СЗ нап-

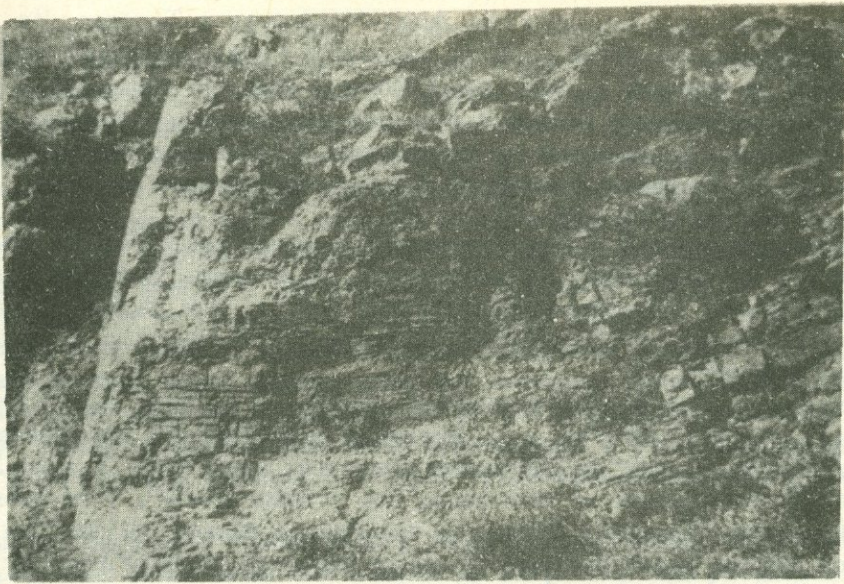


Рис. 11. Тонкая полосчатость – флюидальность в реоигни-
бритах. Район с. Тандзавер.

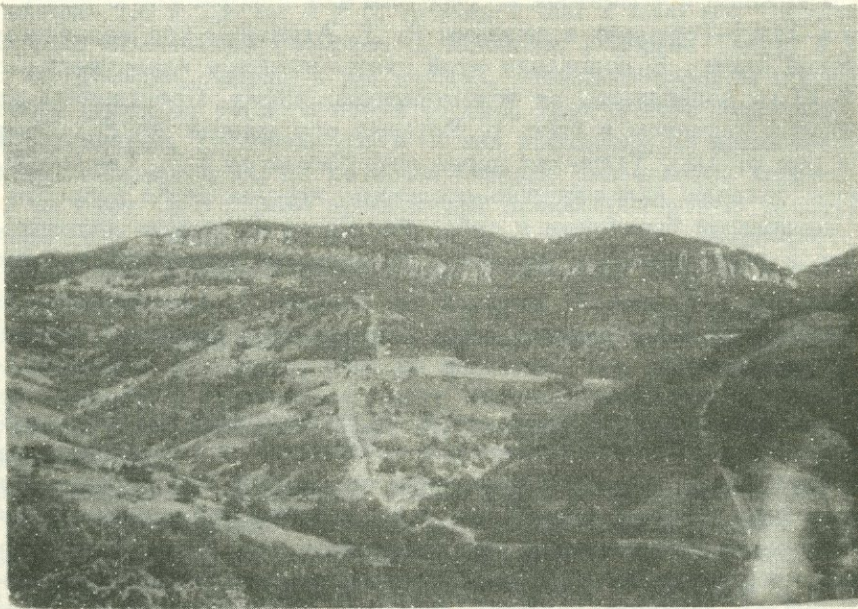


Рис. 12. Выходы известняков в верхнеюрско–нижнемеловых
образованиях в верховьях р. Хотанан.

равлении по склонам выс. Ахчикаин, Аджи-Мамедюрт и Тапасар. На этом пространстве они везде и всюду падают в восточные румбы под углами $20-30^{\circ}$ и выходят в басс. рр. Кашуни и Воротан (рис. 12). Представлены эти образования тонко- и толстослоистыми хемогенно-органическими известняками, нередко в ассоциации с вулканогенно осадочными породами с обильной фауной, детально описанными в работах В.Т. Акопяна (9), Р.А. Мандаляна.

Валанжин-готеривские и барремские образования представлены известняками, а нижеаптские — известняками, мергелями, песчаниками и туфопесчаниками, суммарной мощностью в 380 м. Они распространены исключительно на северо-востоке территории в районах сс. Давид-Бек, Кахнут, Агарак.

Нерасчлененные образования некома развиты в районах выс. Катар, Уюги-хут, Хуступ, Комбах, у с. Агвани и представлены исключительно известняками, имеющими различные элементы залегания. У выс. Хуступ и Комбах они падают на юго-запад под углами $25-30^{\circ}$, в то время как в районе выс. Катар и Уюги-хут известняки падают на северо-восток при тех же углах падения. Следует отметить, что на гребне Хуступ-Комбах известняки в нижней части разреза очень сильно подвергнуты рассланцеванию (аз. падения рассланцевания составляет $250-270^{\circ}$, $< 60-85^{\circ}$), превращены в тонкие крутопадающие пластинки, в то время как в верхах известняки толстослоистые и рассланцеванием почти не затронуты.

Верхнеаптские образования представлены различными туфами, игни-бритами преимущественно андезитового состава с линзами известковистых песчаников и известняков. Они слагают пригребневую часть выс. Уюги-хут — Горшасар и описаны В. Т. Акопяном под названием окузаратской свиты. В основании этой свиты имеются известняки мощностью 3–10 м, залегающие на агломератовых туфах. Простираются они субширотное с падением в басс. р. Воротан под углами $20-25^{\circ}$. Протягиваются они от выс. Уюги-хут через пер. Окузарат к с. Тандзатап. В районе с. Малдаш вулканогенно-осадочные породы этого возраста секутся жерловыми брекчиями и субвулканическими телами андезито-дацитового и риодацитового состава (Малдашская вулканическая постройка).

1.2.2.3. Экструзивно-субвулканическая и жерловая фации, дайковые породы

Поскольку выходы этих пород очень часто пространственно разобщены и не всегда имеются конкретные наблюдения для выяснения взаимоотношений между ними, то выделение возрастной их последовательности несколько условно, однако при этом учитывались данные абсолютного возраста, петрографическое сходство и т.д. Ниже рассмотрены породы этой фации в следующей последовательности: крупнопорфировые базальты, андезитобазальты, афировые андезитобазальты, долеритовые базальты, диабазовые порфириты, андезиты, андезитодациты, кварцевые андезиты, кварцевые дациты, риодациты, кварцевые диорит-порфириты, жерловые брекчии андезитов, жерловые брекчии среднекислого состава (андезитов, дацитов, риодацитов).

Крупнопорфировые базальты образуют штокообразные и силлообразные тела и имеют ограниченное распространение. Одно силлообразное тело установлено у с. Антарашат шириной выхода 250–300 м, при его вытянутости в широтном направлении на 1500 м. Силлообразные тела откартированы также в верхних течениях р. Шабадин, к западу от с. Севакар и у д/о Кармракар, где они согласно залегают с вмещающими их породами верхней юры – нижнего мела, образуя вытянутые тела от 2 до 5 км, при ширине выхода до 200–300 м. Базальты имеют темно-серый, черный, иногда с темно-зеленым оттенком цвета, на выветренной поверхности которых очень хорошо видны крупные, до 1,5–2 см кристаллы плагиоклаза. Возраст крупнопорфировых базальтов в ряду субвулканических пород принимается как наиболее древний, поскольку эффузивные их аналоги – гиадокластиты преимущественно слагают низы разреза верхнеюрско-нижнемеловых образований и тесно ассоциируют с ними, а их обломки находятся в туфах титон-ранневаланжинского возраста.

Андезитобазальты обнажаются в виде штокообразных тел различных размеров – от нескольких сот метров до 1х1,5 км. Они установлены в бассейне р. Халадж (район Шаумянского месторождения), у с. Сизнак, восточнее с. Ахкенд, южнее выс. Кяганли, западнее и восточнее выс. Ханюрт и др. Макроскопически это плотные, от темно-серого до черного цвета породы, прорывающие гиадокластиты, туфы, известняки позднеюрско-раннемелового возраста.

Редкопорфировые (афировые) андезитобазальты образуют штокообразные тела и силлы. Штоки установлены восточнее с. Норашеник, размером примерно 1,5 х 2,5 км и у с. Агвани (500 х 1200 м). Силлоподобные же тела отмечаются севернее с. Шабадин, у фермы Тапур, в районах сс. В. Хотанан, Хдранц и др. местах. Андезитобазальты представляют собой плотные, черного цвета породы, практически лишенные крупных вкрапленников. Трешиноватость в них проявлена во взаимоперпендикулярных направлениях, по которым нередко развивается хлорит, карбонат и за счет чего порода приобретает псевдобрекчиевую текстуру.

Долеритовые базальты развиты преимущественно в северо-восточной части территории в виде силлообразных и дайковых тел. Несколько таких тел зафиксировано в районах сс. Чакатен, Халадж и в др. местах. Долеритовые базальты представлены маломощными (3–5 м) телами, прослеживаемыми по простираию на несколько сот метров, реже до 1 км. Они залегают в брекчиевых лавах андезитобазальтов и агломератовых туфах того же состава с теми же элементами залегания, что и вмещающие породы.

Дайки диабазовых порфиритов имеют широкое распространение в пределах рудного района; наибольшие их количества зафиксированы в районах Кафанского и Шаумянского месторождений, с. Гегануш, выс. Чанджикар, у аэропорта, сс. Багдаш, Гедаклу, Охтар, в бассейне р. Хотанан и др.

Макроскопически диабазовые порфириты имеют цвет от темно-зеленого до почти черного, в основном с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза и клинопироксена, иногда с миндалекаменной текстурой.

Диабазовые порфириты большей частью выполняют трещины северо-

восточного и близмеридионального направлений с крутыми углами падения. Мощность даек колеблется от 0,5 м до 3-5 м.

Андезиты обнажаются западнее с. Шурнух и в нижних течениях р. Дыжохадзор (Джейнамдере) и являются наиболее ранними членами экстразивно-субвулканической фации среднекислого ряда. Породы этого ряда развиты в подавляющем большинстве в районах сс. Тандзавер-Барправан-Шурнух. Андезиты представляют собой светло-серые породы, образующие сглаженные выходы, на выветрелой поверхности которых хорошо видны короткопризматические кристаллы плагиоклаза. В этих андезитах отсутствуют порфировые выделения кварца, в отличие от близких по составу с ними кварцевых андезитов.

Небольшие тела андезитов установлены к северо-востоку от с. Давид-Бек, у с. Кахнут, где они секут неокотские известняки.

Трахитовые андезитодациты образуют выходы эллипсоидальной формы восточнее с. Курдкулах и западнее с. Ахбулах, где они обнажаются в водораздельных частях и, возможно, соединяются на глубине. Отдельные изолированные тела трахитовых андезитодацитов установлены в водораздельной части с. Верин Хотанан (400-500 м), а также у с. Агарак, где они образуют удлинённые в широтном направлении выходы. В обоих случаях они секут известняки титон-ранневаланжинского возраста. Южнее с. Верин Гедаклу тело трахитовых андезитодацитов в плане имеет подковообразную форму, указывающую на возможную связь с вулканическим центром.

Макроскопически трахитовые андезитодациты представляют собой светло-серые, иногда с лиловым оттенком плотные породы, на фоне основной массы которых нередко видны короткопризматические выделения плагиоклазов.

Дайки андезитов и трахитовых андезитов имеют наибольшее распространение на левом борту р. Кашуни у с. Курдкулах и на южных склонах выс. Катари. В южной части территории они отмечены в районе выс. Чанджикар и сс. Верин Вачаган, Бех. На этих участках они выполняют трещины северо-западного и северо-восточного направлений, с углами падений от 30° до 80°. Эти дайки очень хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках по светлым полосам на темном фоне вулканитов верхней юры - нижнего валанжина. Мощность даек доходит до 6-8 м. Дайки отчетливо секут трахитовые андезитодациты в районе с. Ахбулах.

Кварцевые андезиты установлены в районе с. Шурнух и верхних течениях правых притоков р. Дыжохадзор, вмещающими породами которых являются миндалекаменные андезитобазальты. В районе с. Шурнух кварцевые андезиты сильно изменены и превращены во вторичные кварциты, приурочиваясь к месту сочленения двух близких по простиранию субмеридиональных нарушений.

Кварцевые андезиты представляют собой светло-серые породы, свежие разности, плотные, с видимыми кристаллами кварца, местами оплавленными, с порфировыми и гломеропорфировыми выделениями плагиоклаза и темноцветных.

Кварцевые дациты распространены в виде штокообразных тел в басс. р. Воротан в районе с. Барправан и выс. Кармиркар, у сс. Антарашат, Норашеник и в верховьях ручья Дзорастан. На отмеченных участках они

прорывают верхнеюрско-нижнемеловые образования и поскольку обломки кварцевых дацитов находятся в составе жерловых брекчий, а последние имеют секущее положение по отношению к неокомским известнякам, следовательно, они могут быть датированы как посленеокомские.

Относительно возраста кварцевых дацитов нет единого мнения среди исследователей Кафанского района. Одни считают их только среднеюрскими (81), другие относят к посленеокомским образованиям (10). Наши исследования (99) показали, что субвулканические кварцевые дациты являются разновозрастными – позднебайосскими и посленеокомскими.

Детальное картирование и изучение особенностей размещения кварцевых дацитов и более кислых разностей экструживно-субвулканической фации представляют большой практический интерес, поскольку к этим породам пространственно приурочен ряд медно-полиметаллических и золоторудных проявлений района.

Риодациты впервые откартированы совместно с реоигнимбритами того же состава в районе с. Тандзавер в блоке, ограниченном с двух сторон нарушениями субмеридионального направления. Проведенными работами уточнены контуры ранее известных выходов и выявлены новые тела риодацитов в районах сс. Шгарджик, Доврус, в верховьях ручья Дзорастан, выс. Пеллор. Несмотря на то, что риодациты секут различные части разреза верхнеюрско-нижнемеловых образований, их нижний возрастной предел определяется как посленеокомский, на основании прорывания известняков неокомского возраста их жерловыми брекчиями.

Риодациты макроскопически представляют собой светло-серые, лейкократовые породы с лиловатым оттенком с хорошо различимыми кристаллами кварца и плагиоклаза.

Кварцевые диорит-порфиры образуют штокообразные тела, одно из которых вытянуто в северо-восточном направлении на 4,5 км от р. Дыжохадзор через выс. Сангер до Нижнетандзаверского ручья, при средней ширине выхода в 1 км. Другое небольшое тело (300х500 м) находится на левом берегу р. Воротан, у с. Галидзор. Кварцевые диорит-порфиры макроскопически трудно отличаются от кварцевых андезитов. Кварцевые диорит-порфиры имеют иногда интрузивный облик, но в то же время близки к эффузивным аналогам и практически отличаются от кварцевых андезитов только под микроскопом по наличию сравнительно крупнозернистой структуры основной массы. Кварцевые диорит-порфиры представляют собой светло-серые, зеленовато-серые породы с видимыми кристаллами кварца и плагиоклаза. В районе среднего течения Нижнетандзаверского ручья кварцевые диорит-порфиры секут выходы риодацитов и реоигнимбритов.

Жерловые и околожерловые брекчии андезитов закартированы в 1,5 км к юго-западу от с. Верин Вачаган в районе слияния радиально сходящихся притоков верховья р. Вачаган. Тело брекчий в плане имеет подковообразную форму с диаметром выхода в 2,5 км и шириной от 400–500 м до 800–1000 м и приурочено к углубленному участку слияния ручьев. Породы жерловой и околожерловой фаций представляют собой крепко сцементированные, обожженные и припаянные обломки, преимущественно андезитового состава с туфовым или лавовым цементом. Отсортированности обломков не наблюдается.

Жерловые и околожерловые брекчии андезитов, дацитов, риодацитов отмечаются в районе с. Шурнух в виде эллипсоидально вытянутого подковообразного тела, протягивающегося от выс. Сангер до р. Дыжохадзор. Это тело состоит из двух ветвей, одна из которых, мощностью в 150 м, проходит по северо-западной окраине с. Шурнух в меридиональном направлении и ограничена с запада крутопадающим нарушением. Другое ответвление шириной выхода в 800–850 м протягивается примерно на 4 км в сторону бассейна р. Дыжохадзор (в районе разв. с. Башараджур). Следующий выход брекчий зафиксирован на левом борту р. Кашуни, между сс. Ахбулах и Тандзавер. На этом участке брекчии протягиваются в северо-западном направлении на 2,5 км при ширине выхода 350–400 м. В породах в большом количестве присутствуют обломки андезитов, кварцевых андезитов (диорит-порфиритов), кварцевых дацитов, риодацитов и сравнительно реже – известняков. Цемент жерловых брекчий туфовый, а в сторону выс. Сангер, в районе русла Верхнешурнухского ручья, цемент становится лавовым, причем количество обломков известняков возрастает.

Жерловые брекчии по отношению к известнякам некома выс. Катари являются молодыми, что доказывается их секущим характером, а также наличием обломков известняков в составе жерловых брекчий.

Два удлинённых (500 м при небольшой ширине выхода) тела жерловых брекчий установлены в 2 и 3 км к юго-востоку от с. Агарак, где они прорывают известняки раннеаптского возраста. Состав жерловых брекчий андезито-дацитовый. Не исключена возможность, что эти выходы жерловых брекчий являются отражением скрытого на глубине палеовулканического аппарата.

1.2.2.4. Интрузивные породы

Интрузивные породы имеют ограниченное распространение и выступают в виде мелких штокообразных и дайковых тел. К ним относятся габбро-диабазы, габбро и габбро-диориты. Рассмотрение этих интрузивов в составе верхнеюрско-нижнемелового комплекса основано на их взаимоотношениях с различными породами, а также на петрографическом и петрохимическом их сходстве с главными типами вулканитов этого же комплекса.

Дайки габбро-диабазов значительно распространены в пределах месторождения (выс. Каварт, Шаумянское месторождение, уч. Унан, район Хвостохранилища) в виде вытянутых тел от нескольких сот метров до 1–1,5 км, при средней мощности 13–15 м. Простираение их северо-западное, субширотное.

Характерной особенностью габбро-диабазов является полнокристаллическая габбро-офитовая структура в центральных и диабазовая – в призальбандовых частях даек. Как диабазы, так и габбро-диабазы являлись объектом детального изучения, поскольку, обнажаясь в пределах месторождений, они имеют непосредственные контакты с рудными телами и выяснение их возрастных взаимоотношений имеет большое практическое значение (19, 31, 33, 48, 60, 81, 100).

Габбро установлены в районах сс. Гедаклу, Джибилу, Охтар и в 4 км к юго-западу от с. Агарак, где они выступают в виде небольших штоков, вытянуты в северо-западном направлении при ширине выхода до 200 м, и прорывают верхнеюрско-нижнемеловые образования. Макроскопически это темно-зеленые до черного цвета полнокристаллические породы. Данные определения абсолютного возраста (125 млн. лет) соответствуют раннеэоценовому возрасту.

Габбро-диориты обнажаются на уч. Унан и у с. Верин Вачаган в виде штокообразных тел (150х250, 600х800 м), где они секут среднеюрские и верхнеюрские вулканиты. Радиолого-геохронологические данные (113 млн. лет) соответствуют неокомскому (доаптскому) возрасту.

1.2.3. Палеогеновый магматический комплекс

В результате крупномасштабного картирования выяснено, что разнообразные вулканогенные породы в западной части рудного района, датируемые ранее поздней юрой – ранним мелом, представляют собой продукты проявления ряда самостоятельных фаз вулканизма, среди которых палеогеновые вулканиты пользуются широким развитием.

В палеогене центры активного вулканизма в рудном районе переместились на запад и контролировались зоной Хуступ-Гиратахского глубинного разлома.

Выделение вулканогенных образований палеогенового возраста обосновывается, в первую очередь, непосредственными геологическими наблюдениями – прорыванием и перекрыванием вулканогенно-осадочных пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса молодыми вулканитами, на основании обнаружения ксенолитов различных известняков в жерловых и околожерловых брекчиях, а также установлением изолированных выходов известняков неокома среди полей развития молодых вулканитов в виде останцев. Палеогеновый возраст этого комплекса подтверждается также данными определения абсолютного возраста (37,25 – 40,1 млн. лет по 8 определениям).

Согласно имеющимся в геологической литературе данным, в соседней с Кафанским рудным районом южной части Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны широко развиты разнообразные продукты палеогенового вулканизма, обнаруживающие ряд сходных черт с изученными нами вулканогенными образованиями. Кроме того, О.П.Гуюмджяном (39) предполагался эоценовый возраст по крайней мере верхней части хуступчимянской толщи и всей сраберд-такцарской свиты на северо-восточном склоне Баргушатского хребта.

Палеоген Кафанского рудного района характеризуется бурным развитием вулканизма в основном центрального типа, протекавшего преимущественно в субаэральных условиях. Фациальный анализ вулканитов позволяет выявить ряд центров вулканической деятельности, наиболее крупными среди которых являются Хуступская, Комбахская, Чимянская, Малдашская группы центров вулканизма. Кроме того, намечаются также более мелкие паразитические вулканические аппараты, которые в основном размещены вблизи вышеотмеченных, относительно крупных сооружений и играли немаловажную роль в геологическом строении района.

В ~~пещерах~~ сооружений закартированы породы эффузивной, жерловой и субвулканической фаций, представленные базальтами, андезитобазальтами, андезитами, андезитодацитами, риодацитами, лапиллиевыми гравийными туфами андезитобазальтов, туфами, игнимбритами андезитодацитов, брекчиевыми лавами андезитобазальтов, андезитов, жерловыми и околожерловыми брекчиями андезитобазальтов, андезитов, андезитодацитов и риодацитов, а также субвулканическими телами и дайками базальтов, андезитобазальтов, андезитов, андезитодацитов, риодацитов, образующих непрерывно дифференцированный базальт-андезит-риолитовый ряд, с преимущественным развитием андезитобазальтов и андезитов.

Вулканические процессы палеогена в различных центрах проявляются с различной интенсивностью. На юге вулканизм проявлялся кратковременными извержениями пирокластического материала, а затем изливались мощные потоки андезитобазальтов, андезитов, с последующим внедрением пород субвулканической фации.

В центральной части картина несколько иная. Здесь преимущественное развитие имеют пирокластические породы среднего состава, лавовые образования имеют подчиненное распространение. Еще большее развитие приобретают породы жерловой, околожерловой и субвулканической фаций.

На севере в районе Малдашского центра породы эффузивной фации не зафиксированы. Здесь обнажаются породы жерловой и субвулканической фаций умеренно кислого и кислого составов.

Хуступское вулканическое сооружение. В строении Хуступской группы вулканических построек принимают участие породы покровной, жерловой и субвулканической фаций. Среди пород покровной фации наиболее широко распространены брекчиевые лавы андезитов, андезитодацитов, составляющие 50–55% вулканитов. Это обломочного облика зеленовато-серого цвета породы, состоящие из остроугольных обломков андезитов и андезитодацитов, размером от 1–3 до 8–10 см, сцементированных лавовым материалом того же состава. Породы субвулканической и жерловой фаций составляют 45–50% общего объема изверженных пород. Жерла Хуступской группы вулканов в плане имеют в основном вытянутую в северо-западном направлении форму.

Породы жерловой и околожерловой фаций обычно представлены инъекционными брекчиями и игнимбритами андезитового, андезитодацитового, реже дацитового составов. Количество обломков остроугольной, полуокатанной формы, размером 2–5 см, в брекчиях и игнимбритах достигает 60–70%. Цементирующая масса представлена более кислым материалом. В пределах вулканических аппаратов широко развиты измененные породы, представленные различными фациями гидротермальных метасоматитов.

В строении вулканических построек широко развиты также субвулканические образования. Обычно это некрупные тела изометричной формы, ассоциирующие с жерловыми образованиями. Они сложены андезитами и андезитодацитами.

Андезиты – это зеленовато-серые порфиновые мелко-среднезернистые породы с массивной, иногда миндалекаменной текстурой.

Андезитодациты имеют серую, буровато-серую окраску. Структура пород порфировая, с хорошо различимыми светлыми табличками плагиоклаза и очень редкими прозрачными зернами кварца. Текстура преимущественно массивная, реже тонко- или грубофлюидальная.

Среди пород субвулканической и жерловой фаций нередко встречаются обломки, глыбы и крупные останцы неокотских известняков Хуступ-Гиратахской полосы.

Комбахское вулканическое сооружение. В строении Комбахской группы вулканических центров участвуют породы покровной, жерловой и субвулканической фаций, с преобладанием эффузивных образований, составляющих около 80% вулканитов, что свидетельствует о довольно спокойном режиме извержений. Породы покровной фаций, слагающие Комбахское вулканическое сооружение, имеют общее юго-восточное падение и представлены афировыми андезитобазальтами, алевро-псаммитовыми туфами ан-

дезитобазальтов, массивными андезитобазальтами, брекчиевыми лавами андезитобазальтов, андезитами, туфами, игнимбритами андезитоацитов. Жерловые и субвулканические фации представлены андезитобазальтами, андезитами, андезитоацитами, а также жерловыми и околожерловыми брекчиями андезитоацитов.

Наиболее ранними и удаленными от центра постройки породами являются афировые андезитобазальты. На геологической карте они окаймляют вулканическое сооружение. Это от светло-серого до черного цвета с зеленоватым оттенком породы. Текстура массивная с плитчатой отдельностью и шелковистым изломом, редко миндалекаменная, брекчиевидная. Обычно образуют обрывистые скалы. За ними следуют алевро-псаммитовые туфы андезитобазальтового состава. Они темно-серого, черного цвета породы, очень плотные, с раковистым изломом. Имеют ограниченное распространение и встречаются в виде линз среди вулканических пород того же состава, развиты на восточном склоне высоты Комбах с близмеридиональным простиранием.

Выше по разрезу идут андезитобазальты, которые развиты в основном на северном и северо-восточном склонах вулкана. Андезитобазальты серые, темно-серые с зеленым оттенком породы порфировой структуры. Породы массивные, мелко-, среднезернистые, иногда содержат многочисленные миндалины, заполненные хлоритом.

За андезитобазальтами следуют андезиты, которые также развиты на северо-восточном и северном склонах Комбахской постройки. Эти породы, подобно андезитам, развиты в районе Хуступского сооружения, имеют серый цвет со светло-зеленым или розовым оттенками. Для них также характерна порфировая структура, массивная текстура, иногда с развитием миндалинов, выполненным хлоритом, редко эпидотом, имеющими 2-5 мм в поперечнике.

Вверх по разрезу на андезитах и андезитобазальтах залегают туфы и игнимбриты андезитоацитового состава. Развиты они преимущественно на северных склонах Комбахской вулканической постройки и также образуют обрывистые скалы (рис. 13). В пределах вулканического сооружения туфы и игнимбриты встречаются совместно, иногда образуя линзовидные тела.

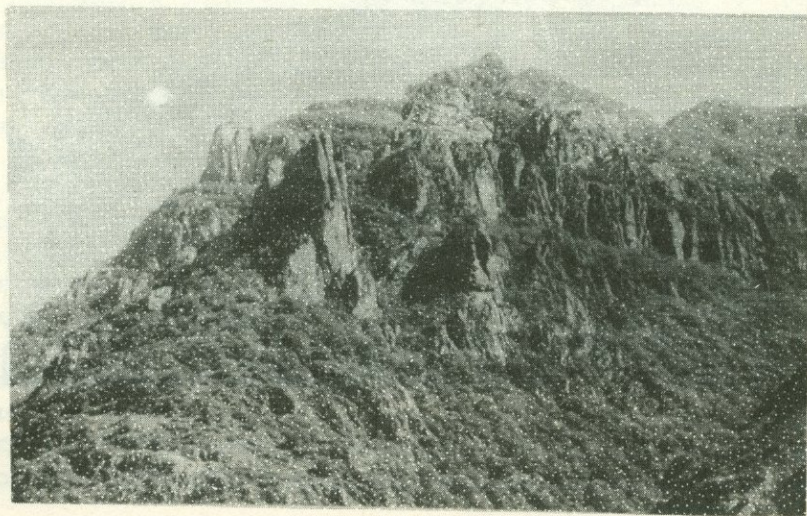


Рис. 13. Характер выходов палеогеновых вулканитов в районе высоты Гельдаг.

Туфы плотные, часто слоистые, лито-кристаллокластические с размером обломков от 0,1–0,5 мм до 1–3 см. Цвет серый, темно-серый с красноватым или зеленоватым оттенком.

Игнимбриты также плотные, сильно сваренные, лито-кристаллокластические. Макроскопически в большинстве случаев обычные для них сплюснутые обломки стекла и пемзы незаметны. Цвет серый с розовато-фиолетовым оттенком.

Самыми поздними магматическими образованиями Комбахского вулканического сооружения являются жерловые и околожерловые брекчии андезитодацитов, а также субвулканические андезитобазальты, андезиты и андезитодациты. Брекчии сложены обломками дацитов, андезитодацитов, андезитов, кислых туфов, игнимбритов, известняков различной формы и степени окатанности. Размеры обломков, в большинстве случаев сваренных между собой, колеблются от 2–3 см до 25–30 см. Вблизи жерла породы сильно сварены, игнимбритоподобны. В удалении от жерла среди брекчий встречаются прослои туфов. Цвет породы буровато-серый, красно-бурый. Наблюдается интенсивная гематитизация.

К юго-востоку и северо-западу от центральной части вулкана обнажаются субвулканические тела андезитобазальтового состава. Это серые с буроватым оттенком плотные, массивные породы порфировой структуры с редкими и мелкими (до 1 мм в диаметре) миндалинами, зональным хлоритом. Порфировые выделения представлены кристаллами плагиоклаза и более редкими вкрапленниками пироксена.

Субвулканические тела андезитового состава, расположенные на восточном, северном и западном склонах вулкана, имеют вытянутые в меридиональном направлении формы (рис. 14). Другое, аналогичного состава, тело обнажается в районе выс. Орнял, содержит огромные ксенолиты, известняков, развитых вдоль Хуступ-Гиратахского разлома. Кроме то-

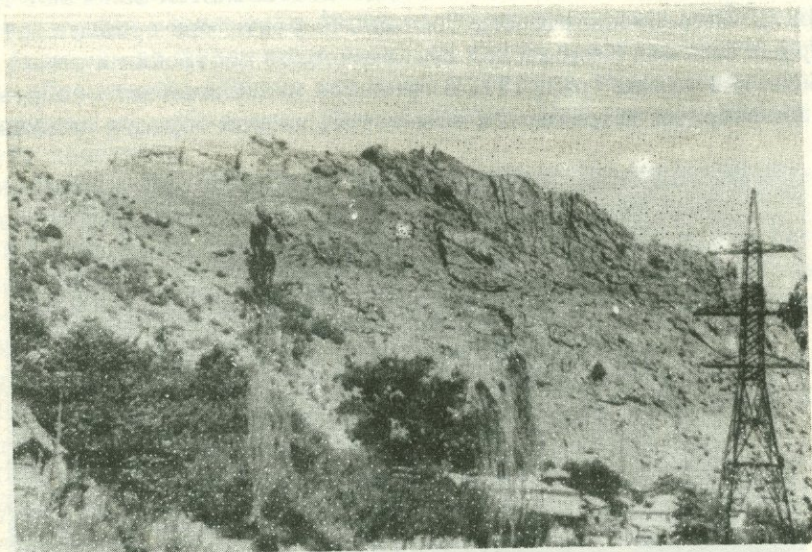


Рис. 14. Выходы палеогеновых андезитов на левом склоне р. Вохчи у развалины крепости Давид-Бек.

го, внутри субвулканических пород установлено некоеобразное тело того же состава, являющееся, вероятно, одним из побочных каналов вулканического сооружения. По цвету и текстурно-структурным особенностям андезиты субвулканической фации почти не отличаются от таковых покровной фации. В отличие от последних андезиты субвулканической фации более крупнозернисты и почти не содержат миндалин.

К югу и северо-западу от жерла вулкана расположены субвулканические тела андезитодацитового состава. Внешне породы буровато-серые, розовато-серые с афанитовой основной массой с едва заметными вкраплениями полевого шпата. Текстура преимущественно массивная, иногда с плитчатой отдельностью, редко наблюдается тонкая флюидальность.

В пределах Комбахской вулканической постройки закартированы три обособленных выхода неокомских известняков, находящихся в сложных взаимоотношениях с вмещающими их вулканитами палеогенового возраста. Ранее эти выходы рассматривались как слагающие крылья антиклинальной складки. Однако установление фактов прорывания их вулканитами, сильная раздробленность и разноориентированность слоев в отдельных блоках, а также наличие в контакте с жерловыми брекчиями сильной переработанности известняков, присутствие большого количества ксенолитов известняков в жерловых брекчиях позволяют рассматривать вышеуказанные выходы как блоки или останцы внутри палеогеновых образований.

Чимянское вулканическое сооружение. Чимянская группа вулканических центров (Гиратахский, Чимянский, Огланныжа и др.), расположенная у с. В.Гиратах и к востоку - северо-востоку от него, подобно вышеописанным вулканическим центрам сложена собственно эффузивной, жерловой, околожерловой и субвулканической фациями пород.

К породам эффузивной фации относятся лапиллиево-гравийные туфы андезитобазальтов, брекчиевые лавы андезитобазальтов и андезитов, андезиты, туфы и игнимбриты андезитодацитов. Небольшие маломощные прослой грубо-тонкозернистых песчанистых известняков (мощностью до 20 м), обнаруженные в районе вулканической постройки, свидетельствуют о незначительной роли водной среды при вулканической деятельности.

В основании разреза эффузивных пород залегает прослой лапиллиево-гравийных кристалло-литокластических туфов смешанного, преимущественно андезитобазальтового состава, развитых к северо-западу от с. Верин Гиратах. Это серые, буровато-серые, иногда с фиолетовым оттенком, плотные, грубослоистые породы, состоящие из обломочного материала (40-50%) и связывающей массы (50-55%). Обломки обычно хорошо отсортированы, размеры их варьируют в широких пределах - от 0,5-10 мм до 15-20 мм. Они представлены базальтами, андезитобазальтами, реже андезитами, а также кристаллами плагиоклаза. Форма обломков преимущественно полукруглая, овальная, иногда угловатая. Промежутки между обломками заполнены перекристаллизованным стеклом и глинисто-хлоритовым материалом.

Брекчиевые лавы андезитобазальтов занимают юго-восточные склоны описываемой вулканической постройки и обнажаются в виде узкой полосы северо-восточного направления шириной 300-400 м и протяжен-

ностью 2500–3000 м (рис. 15). Это плотные темно-серые с зеленоватым оттенком породы. Обломки угловатые, размер обломков доходит до 5–10 см. Состав обломков и цемента идентичен, структура их афанитовая, с редко заметными порфировыми выделениями полевого шпата.

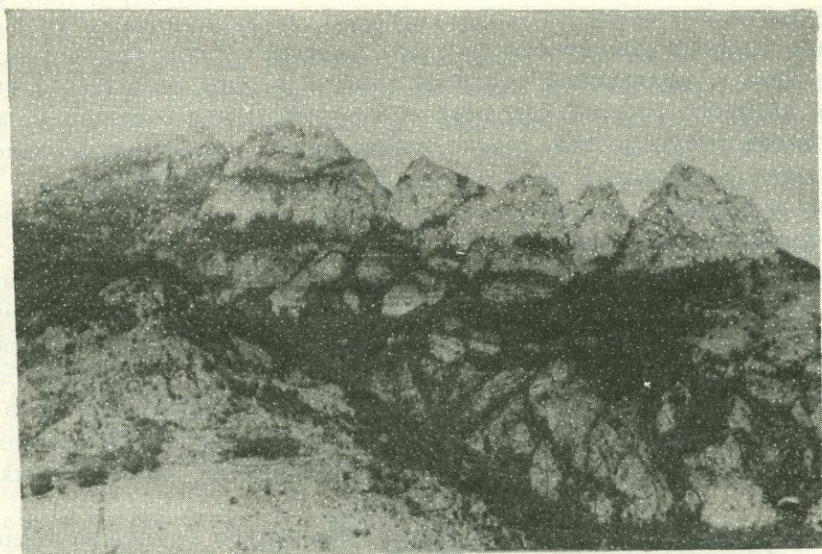


Рис. 15. Выходы палеогеновых брекчиевых лав андезитобазальтов на юго-восточных склонах Чимянской вулканической постройки.

Брекчиевые лавы андезитов развиты на восточном склоне вулканической постройки, занимая водораздельную часть междуречья Вохчи-Халадж, и несогласно залегают на вулканогенно-осадочных образованиях верхней юры – нижнего мела. Среди брекчиевых лав иногда встречаются массивные разности. Состав цемента и обломков в брекчиевых лавах идентичен. Макроскопически это от зеленовато-серого до синевато-серого цвета плотные породы с порфировым выделением полевого шпата, реже пироксена. Текстура породы неравномерно-миндалекаменная. Миндалины в основном заполнены хлоритом и доходят до 7 мм в диаметре.

В запад-северо-западной части вулканической постройки небольшим развитием пользуются туфы и игнимбриты андезитодацитов, темносерого, зеленовато-, буровато-серого цвета. Породы сложены преимущественно обломками андезитодацита, редко встречаются андезиты, андезитобазальты с осколками кристаллов плагиоклаза. Размер обломков колеблется от долей мм до 10–20 мм. Формы обломков обычно изометричные, полускатанные, угловатые. Цементирующая масса представлена тонкообломочным материалом того же состава. В игнимбритовых разностях породы плотные, цементирующая масса сваренная. Беспорядочное расположение отдельных кристалло-литокластов придает породе мозаичный облик. Спекшаяся основная масса, сгибающая отдельные обломки, придает породе флюидальную текстуру.

В пределах Чимянской вулканической постройки отмечаются многочисленные выходы пород жерловой и околожерловой фаций преимущественно андезитобазальтового, андезитового и менее — андезитодацитового составов. Обычно они приурочены к отдельным вулканическим центрам.

Прижерловые части обычно сложены вулканическими брекчиями, туфами, игнимбритами. Жерла выступают в виде некков, расположенных в пригребневой части хребта. Провести границу между жерловой и околожерловой фациями иногда не представляется возможным. По сравнению с породами околожерловых фаций породы жерловой фации имеют несколько более кислый состав. Это светло-серые до темно-серого цвета породы с зеленоватым, буроватым оттенком. Плотные, неравномерно-зернистые образования с обломками и ксенолитами различных по составу пород от базальта до андезитодацита с преобладанием обломков андезитобазальтового состава, нередко встречаются обломки известняков, туфов. Часты кристаллокласты полевого шпата и роговой обманок. Непосредственно на участках развития жерловой фации цементирующая масса становится сваренной и порода превращена в монолитную массу.

Жерловые и околожерловые брекчии андезитового состава в строении описываемой постройки образуют небольшие выходы на ее западных и южных склонах. Другое более крупное тело жерловых и околожерловых брекчий закартировано на юго-востоке вулканического сооружения. Макроскопически это серые, буровато-серые плотные породы. В брекчиях обломки пород представлены андезитобазальтами, андезитодацитами, игнимбритами, известняками, с преобладанием обломков андезитов. Размер обломков варьирует от алевро-псаммитового до лапиллиево-гравийного. Форма обломков изометрическая, тупоугольная, редко окатанная; они обычно сварены между собой, с едва заметными взаимными переходами.

Наиболее кислыми по составу жерловыми образованиями в пределах исследуемой постройки являются породы собственно Гиратахской и Чимянской вулканических центров, представленные вулканическими брекчиями и игнимбритами, в составе которых присутствуют многочисленные обломки дацитов, андезитодацитов, а также яшм, известняков и других пород, сцементированных материалом риодацитового состава. Обломки пород, развитых в Чимянском вулканическом центре, колеблются в широких пределах — от нескольких мм до 3–5 см и более, они обычно представляют полуокаймленные, изометрические образования. В пределах Чимянского вулканического центра обломки значительно мельче, менее разнообразны по составу и преимущественно остроугольные. Цвет этих обломков от светло-серого с желтоватым оттенком до темно-серого с буроватым оттенком. Цемент представляет сваренный агрегат, подвергнутый вторичным гидротермальным изменениям.

Наряду с образованиями жерловой и околожерловой фаций в пределах Чимянской вулканической постройки широким развитием пользуются породы субвулканической фации, представленные андезитобазальтами, андезитами, андезитодацитами, а также микропорфировыми андезитобазальтами и крупнопорфировыми базальтами (рис. 16). Среди пород субвулканической фации наиболее ранними являются андезитобазальты,

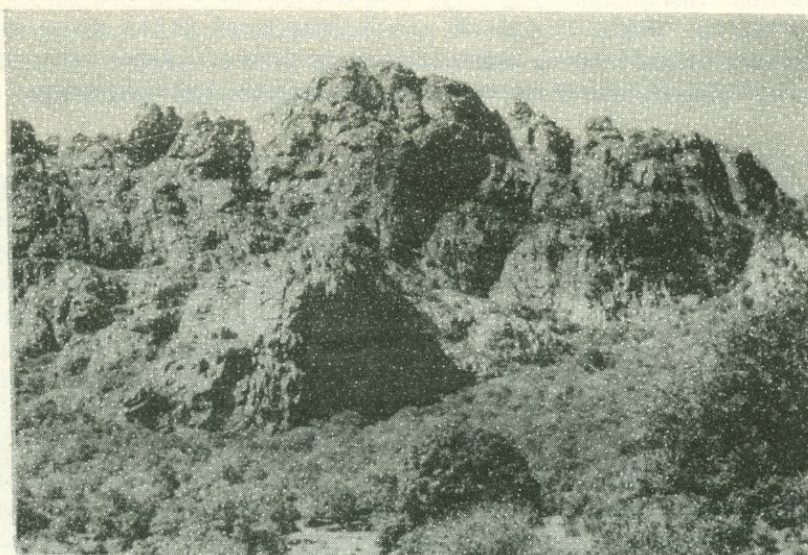


Рис. 16. Палеогеновые субвулканические андезиты в районе с. Нижний Гиратах.

окаймляющие отдельными выходами (600x800 м, 700x2000 м, 1500x2500 м, 1000x3500 м) вулканическое сооружение как с севера и юга, так и с востока и запада и вытянутые в северо-западном направлении. Большинство тел имеет северо-западную ориентировку, а некоторые из них непосредственно примыкают к зоне Гиратахского разлома. Андезитобазальты светло-серые, серые с зеленоватым оттенком породы порфировой структуры с равномерно-зернистой основной массой и порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Причем фенокристаллы плагиоклаза составляют большую часть порфировых выделений и имеют форму удлинённых призм, а зерна пироксена изометричны и более редки. Текстура пород массивная, иногда миндалекаменная. Миндалины, в основном, выполнены хлоритом и, в отличие от эффузивных разностей, здесь они более мелкие и редкие.

Андезиты слагают отдельные тела, вытянутые в северном, северо-западном направлениях и занимают центральную часть сооружения. Породы обычно серого цвета с фиолетовым оттенком, имеют порфировое строение, причем порфировые выделения полевых шпатов иногда составляют 40-45% объема породы и, в основном, имеют удлиненную форму кристаллов. Порфировые выделения темноцветных более редки и представлены различными по величине кристаллами пироксена и амфибола.

Андезитодациты примыкают к Хуступ-Гиратахскому разлому с востока и их выходы имеют вытянутую форму. Ширина выхода в некоторых местах достигает 500-600 м, длина - 3000-3500 м. Андезитодациты обычно близки по внешнему виду к описанным выше андезитам, однако отличаются значительно меньшим содержанием порфировых выделений полевых шпатов и отсутствием темноцветных минералов. Макроско-

пически это плотные, массивные породы, иногда со столбчатой отдельностью. Окраска серая с зеленоватым, иногда буроватым оттенком. Обычно имеют порфировую структуру, фенокристаллы представлены полевым шпатом. Кварц макроскопически не наблюдается. Фенокристаллы полевого шпата преимущественно мелкие и удлинённые. Наблюдается некоторое уменьшение величины и количества вкрапленников вблизи контактов с вмещающими породами.

В строении описываемой вулканической постройки принимают участие также относительно небольшие субвулканические тела афировых или микропорфировых андезитобазальтов. Эти породы слагают восточные и юго-восточные склоны высот Чимян, Чорахбаши и др., выходы их вытянуты в северном направлении и имеют размеры 200x300 м, 150x700 м, 150x1200 м. Редко встречаются в виде маломощных даек и силл. Это серые с зеленоватым оттенком полнокристаллические породы. Текстура породы массивная с плитчатой отдельностью и шелковистым изломом; структура мелкокристаллическая.

Самыми поздними субвулканическими образованиями Чимянской вулканической постройки являются крупнопорфировые базальты, слагающие небольшие выходы, тяготеющие к центральной части вулканической постройки. Как и большинство субвулканических тел Чимянской постройки крупнопорфировые базальты имеют в основном удлинённую в северо-западном направлении форму размерами 200x1200 м, 300x1000 м. Макроскопически представляют собой плотные, с ярко выраженной структурой крупнокристаллические породы серого цвета с зеленоватым оттенком. Характерной особенностью этих пород является наличие крупных фенокристаллов полевых шпатов удлинённо-таблитчатой формы, размером 5-6 мм, иногда встречаются гигантские порфировые выделения, достигающие 15-20 мм. Текстура породы обычно массивная, иногда содержит многочисленные миндалины, диаметром 3-5 мм, заполненные карбонатом, редко хлоритом.

На северном продолжении Чимянского вулканического сооружения были также околонтурены и закартированы относительно небольшие по величине тела, сложенные жерловыми брекчиями, аналогичными по составу и строению вышеописанным жерловым брекчиям. Встречаются они в основном среди туфов и известковистых песчаников верхней юры - нижнего мела - в районе г. Тапасар, на хребте Огланныжа, на стыке хребтов Хачкар и Огланныжа в районе высоты 2931,0.

Малдашское вулканическое сооружение расположено восточнее северного продолжения Хуступ-Гиратахского разлома, в районе с. Малдаш. В отличие от вышеописанных построек Малдашское вулканическое сооружение сложено исключительно кислыми и умеренно кислыми породами и представлено жерловыми, околожерловыми и субвулканическими породами; породы эффузивной фации отсутствуют. Состоит из двух близко расположенных и почти одновременно действовавших вулканических центров. Наиболее ранними образованиями Малдашского вулканического сооружения являются жерловые и околожерловые брекчии андезитодацитов, развитые на южном склоне постройки. Имеют вытянутую и раздвоенную в северном направлении форму и примыкают с юга к субвулканическому телу аналогичного состава. Это серого, темно-серого цвета с зе-

новатым оттенком породы, состоят из небольших по размеру (5–7 мм в диаметре) изометричных, полуокатанных обломков андезитодацита, редко андезита, сцементированных более мелкими обломками того же состава. Иногда обладают флюидальной текстурой с хорошо заметными фьяммепоподобными линзочками стекла в промежутках между обломками.

Жерловые и околожерловые брекчии риодацитового состава находятся на восточном склоне вулканического сооружения и контактируют с аналогичными породами субвулканической фации. Представляют собой буровато-серые, обломочного строения породы. Они состоят из обломков андезита, андезитодацита и преимущественно риодацита и близкой по составу лавовой цементирующей массы. Угловатые и полуокатанные обломки, размером от 2–3 мм до 7–10 мм, составляют 45–50% от всего объема. Цементирующая масса характеризуется темным, тонким флюидальным строением и обтекает более светлые обломки. Темная окраска цементирующей массы обусловлена интенсивной гематитизацией. Как в обломках, так и в цементирующей массе отмечаются многочисленные мелкие, прозрачные фенокристаллы кварца.

К самым поздним магматическим образованиям Малдашского вулканического сооружения относятся породы субвулканической фации андезитодацитового и риодацитового составов, приуроченные к центральным частям вулканического сооружения.

Андезитодациты расположены в западной части вулканической постройки и занимают южные склоны горы Горшасар. Они образуют вытянутое в северо-западном направлении тело размером 1000х2000 м. Это массивные, плотные, однородные породы зеленовато-, буровато-серого цвета с плитчатой отдельностью. Структура пород порфировая, порфировые выделения представлены плагиоклазом, редко пироксеном и роговой обманкой, составляющими 15–20% массы пород. Фенокристаллы как плагиоклаза, так и темноцветных минералов представлены короткопризматическими зернами размером 1–2 мм.

Риодациты субвулканической фации расположены в северном, северо-восточном частях вулканического сооружения и прорывают жерловые и околожерловые образования. В плане имеют изометрическую форму размером 800х1000 м. Это плотные, серые до темно-серых породы с порфировыми выделениями полевого шпата и кварца, составляющими до 20–25 процентов объема породы. Плагиоклаз представлен короткопризматическими кристаллами размером 1–1,5 мм. Кварц встречается в виде мелких изометрических водяно-прозрачных выделений. Основная масса тонкозернистая.

Отдельные выходы субвулканических тел палеогенового возраста обнаружены в районах развития юрских и меловых образований Кафанского рудного района, представленные андезитобазальтами, андезитами, кварцевыми дацитами, риодацитами. Принадлежность указанных пород к палеогеновому возрасту устанавливается данными определений абсолютного возраста и петрографическим сходством пород с вмещающими образованиями (табл. 1).

Таблица 1

Геолого-радиологическая интерпретация возрастных значений
магматических пород Кафанского рудного района

№№ п/п	Номера образцов	Название породы и место взятия	Содер- жание калия в %	K^{40} г/г 10^{-6}	%ра- дио- генно- го A^{40}	A^{40} $см^3/г$ 10^{-6}	A^{40} г/г 10^{-9}	$\frac{A^{40}}{K^{40}}$ 10^{-3}	Воз- раст млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет	Эпохи
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1.	РС-1894	Андезит. Дайка мощностью 20 м. В 150 м к востоку от моста р. Джрахор	2,03 "- "-	2,48 "- "-	20,7 18,1 34,5	2,69 2,82 2,82	4,80 5,22 5,04	1,94 2,11 2,03	34,6 37,6 36,1	36,1	олиго- цен
2.	РС-1848	Риодацит. Субвулканическое тело. Среднее течение р.Ар- палых, севернее с.Шгарджик	0,745 "- "-	0,91 "- "-	31,2 14,8 48,3	1,656 1,400 1,6300	2,96 2,49 2,91	3,25 2,74 3,20	57,5 49,0 56,7	54,4 ⁺ 3,3	эоцен
3.	РС-1963	Андезитобазальт. Субвулканичес- кое тело. В 100 м к ЮЗ от выс. Чимян.	0,77 "- "-	0,94 "- "-	12,5 12,8	1,62 1,56	2,89 2,79	3,07 2,92	54,5 52,7	53,6 ⁺ 0,9	"-
4.	МГ-4117	Андезит. Субвулканическое тело. Восточный склон выс. Чимян.	1,36 "- "-	1,59 "- "-	13,0 4,4	2,29 2,62	4,10 4,68	2,58 2,94	43,9 49,9	46,9	"-
5.	МГ-4609	Андезитобазальт. Субвулканичес- кое тело. В 1 км к северу от с. Гиратах.	1,72 "- "-	2,00 "- "-	12,0 12,7	2,45 2,46	4,37 4,40	2,17 2,20	37,0 37,5	37,25	"-
6.	МГ-4612	Андезит. Субвулканическое тело. В 1,5 км к северу от с.Гиратах.	2,53 "- "-	2,95 "- "-	14,2 24,6	3,39 3,94	6,06 7,04	2,05 2,38	35,0 40,5	37,7	"-

Продолжение табл 1.

1	2	3	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
7. МГ-4708	Андезитодацит. Субвулканическое тело. Южный склон г. Комбах.	1,78 1-"	2,08 "-	11,11 13,6	2,77 2,96	4,94 5,28	2,38 2,54	40,5 39,8	40,1	эоцен		
8. МГ-4170	Андезитодацит. Субвулканическое тело. В 0,5 км восточнее с.Н.Гира- тах.	1,69 "-	1,97 "-	13,7 10,8	2,46 2,23	4,39 4,59	2,22 2,32	37,8 39,5	38,65	"-		
9. МГ-3980	Дацит. Субвулканическое тело. Вос- точный склон г. Огланнжа.	1,65 "-	1,93 "-	16,0 8,8	2,57 2,10	4,59 4,53	2,38 2,30	40,5 39,2	39,8	"-		
10.МГ-3624	Андезит. Субвулканическое тело. Хребет Хачкар, центральная часть.	1,60 "-	1,87 "-	14,0 7,17	2,39 2,48	4,76 4,44	2,28 2,37	38,8 40,4	39,6	"-		
11.МГ-4391	Дацит. Субвулканическое тело. Рай- он сел. Кушулу.	1,40 "-	1,63 "-	8,8 13,0	2,06 2,17	3,68 3,80	2,25 2,39	38,3 40,6	39,45	"-		
12.МГ-4580	Андезитобазальт. Субвулканическое тело. В 20 м. к востоку от с.Да- вид-бек.	1,93 "-	2,25 "-	19,7 28,0	3,72 3,96	6,63 7,07	2,94 3,14	49,9 53,7	51,5	"-		
13.МГ-5235	Дацит. Субвулканическое тело. Севернее выс. Комбах.	2,94	3,43	26,8	4,63	8,27	2,41	41,6		"-		
14.АС-00967	Андезитобазальт.Покров. В 1 км южнее выс. Цнацукар.	0,70	0,82	5,0	1,18	2,11	2,58	44		"-		
15.АС-00953	Андезитобазальт.Шток. В 1,5 км севернее с. Кахнут.	0,44	0,51	1,0	0,68	1,22	2,37	40,4		"-		
16.Н/1190	Кварцевый дацит. Субвулканическое тело. Правый склон р. Чанахчи, в районе фермы.	1,24 "-	1,51 "-	49,7 50,3	2,44 2,48	4,35 4,43	2,87 2,93	51,0 52,0	51,5 ⁺ 51,5 ⁻	0,5 "-		

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
17.	Н/1214	Андезитобазальт. Жерловая брекчия. Хребет Огланыжа.	0,605 "-	0,738 "-	15,3 14,3	1,032 1,105	1,84 1,97	2,50 2,67	44,7 47,5	46 ⁺ ₋ 1,5	эоцен
18.	Н/1270	Игнимбрит андезитодацитового состава. Жерловая брекчия. Вершина г. Чимян.	3,43 "-	4,18 "-	71,4 77,1	5,81 6,1	10,37 10,89	2,48 2,60	44,0 46,3	45 ⁺ ₋ 1	"-
19.	Н/1221	Игнимбрит андезитодацитового состава. Жерловая брекчия. Вершина г. Чимян.	2,43 "-	2,96 "-	36,5 45,3	3,94 4,28	7,03 7,63	2,37 2,57	42,2 45,7	44 ⁺ ₋ 1,7	"-
20	АС-01633	Реоигнимбриты риодацитов. В 1,5 км к Ю-ЮВ от выс. Уюгихут.	2,60 "-	3,03 3,03	31,0 24,7	6,80 3,39	12,14 11,40	4,00 3,76	67,6 63,6	65,6	палео- цен
21.	МГ-3191	Андезит. Субвулканическое тело. В 1,5 км к ЮЗ от с. Барцраван.	0,56 "-	0,65 "-	12,0 -	1,78 2,01	3,17 3,60	4,86 5,51	81,8 94,4	90,4	поздний мел
22.	РС-2825	Габбро-диабаз. Дайкообразное тело. Кафанское месторождение, штольня № 23, 1-й сев. кв. -г.	0,68 "-	0,81 "-	14,0 5,11	2,54 2,66	4,53 4,77	5,58 5,83	93,60 98,40	96	"-
23.	АС-1667	Кварцевый андезит. Дайка, месторождение Шаумян, шт. № 1. Западный полевой штрех, 600 м.	0,55 "-	0,67 "-	40,4 47,2	2,10 2,14	3,76 3,83	5,61 5,72	98 100	99	"-
24.	АС-01354	Риодацит, шток. В 0,4 км к востоку от с. Тандзавер.	3,64 "-	4,25 4,25	64,0 42,4	13,62 12,88	24,31 22,95	5,72 5,41	95,85 90,80	93,3	"-
25.	АС-01190	Диорит-порфирит. Дайка. В 1,5 км восточнее с. Галидзор.	0,71 "-	0,83 "-	19,0 16,6	2,15 2,17	3,84 3,87	4,64 4,67	78,15 78,65	78,4	"-

Продолжение табл. 1.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
26. Н/993	Диабаз. Дайка. Верхнее течение р. Чанахчи, ЮЗ с. Антарашат, район фермы Чанахчи.	0,55 —" —"	0,67 —" —"	10,9 13,6	1,54 1,61	2,74 2,84	4,09 4,28	72,1 75,4	74 ⁺ _{1,5}	позд- ний	
27.РС-1594	Габбро. Дайка у с. Джибиллу.	0,453 —" —"	0,531 —" —"	15,35 — 40,1	1,92 2,55 1,91	3,44 4,58 3,41	6,48 8,63 6,43	113 149 112	125 ⁺ ₁₆	ранний мел	
28.МГ-3453	Андезит. Субвулканическое тело. В 3 км к югу по шоссе от с. Арцваник.	1,83 —" —"	2,14 —" —"	34,8 26,7 33,6	8,34 3,22 8,93	14,88 14,67 14,33	6,97 6,87 6,71	109,8 114,5 111,9	112,0	—"	
29.РС-1263	Габбро. Штокообразное тело. Кафан, участок Унан.	0,54	0,66	17,3	2,38	4,26	6,46	113		—"	
30.РС-2024/1	Андезитодацит. Субвулканическое тело. Восточная окраина с. Кахнут.	0,82 —" —"	0,96 —" —"	24,7 7,73 16,2	3,39 3,66 3,72	6,05 6,53 6,65	6,32 6,82 6,95	105,6 113,7 115,8	111,7	—"	
31.3С-2527	Кварцевый габбро-диорит. Шток. Кафанское месторождение, гор. 805 м. Новая транспортная штольня.	0,74 —" —"	0,88 —" —"	12,0 —" 22,16	2,97 —" 3,59	5,31 —" 6,41	6,01 —" 7,24	100,6 —" 121,3	111,0	—"	
32.5016	Андезитобазальт. Секущее тело. Кафанское месторождение, уч-к "Северный", гор. 805 м, орт. № 1, 375 м.	—1,47 —" —"	1,75 —" —"	35,0 18,3	6,51 5,88	11,64 10,50	6,63 6,55	110,7 109,0	110	—"	
33.5067	Андезитобазальт. Секущее тело. Кафанское месторождение, уч-к "Северный", гор. 845 м, зап. пол. штрек, 150 м.	1,03 —" —"	1,29 —" —"	29,0 21,9	4,77 4,72	8,52 8,43	6,61 6,53	110,4 109,6	110	—"	

1	2	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
44. МГ-3124	Андезит. Субвулканическое тело. На расст. 200 м к сев. от Г. Кармир-хут.	0,34	0,40	-	1,91	3,41	8,59	142,1	139,9		поздняя юра	
		-"	-"	-	1,85	3,30	8,32	137,8				
45. МГ-3628	Габбро. Субвулканическое тело. с. Антарашат, район выс. 1481,0 м.	0,29	0,34	-	1,49	2,67	8,16	135,2	136,8		-"	
		-"	-"	-	1,58	2,83	8,36	138,4				
46. АС-00340	Долеритовый базальт. Силлообразное тело. В 1 км западнее д/о Кармракар.	0,94	1,15	70,5	5,05	9,01	7,86	136	140		-"	
		-"	-"	62,1	5,37	9,58	8,35	144				
47. АС С-78	Амфиболовое габбро. Шток. Кафан, скв. 941, инт. 680 м.	0,33	0,385	12,7	1,78	3,12	8,11	134,5			-"	
48. АС-00377	Кварцевый дацит. Дайка. Верховье р. Галидзор, район выс. Саяд-кар.	0,23	0,28	15,2	1,22	2,17	7,74	135	137		-"	
		-"	-"	22,1	1,26	2,25	8,01	139				
49. Н/889	Андезит. Секущее тело. Ущ. р. Гедаклу. В 660 м ЮЗ выс. 955,0.	0,575	0,702	42,2	3,20	5,65	8,05	139,4				
		-"	-"	54,4	3,42	6,11	8,71	150,0	144,4 ⁺	3,7	-"	
		-"	-"	21,1	3,27	5,84	8,32	143				
50. АС-5116	Туфандезитодацитового состава. Кафанское месторождение. Уч-к "Северный", гор. 969 м, шт. № 3 "Саралых", 1000 м.	1,74	2,08	49,2	11,59	20,05	9,86	162	158		средняя юра	
		-"	-"	56,0	10,76	19,21	9,25	153				
51. АС-5134	Андезитобазальт миндалекаменный. Кафанское месторождение. Участок "Северный", гор. 969 м, орт. №5, 150 м.	0,41	0,49	23,3	2,64	4,71	9,62	158,4	164		-"	
		-"	-"	21,0	2,86	5,11	10,45	171,4				
		-"	-"	14,0	2,72	4,86	9,94	163,5				
52 АС-5160	Кварцевый дацит. Субвулканическое тело. Кафанское месторождение. Участок "Северный", гор. 1095 м, 6-й южный кв-г, 60 м.	0,93	1,09	49,0	5,91	10,54	9,71	159,8	162		-"	
		-"	-"	26,4	6,03	10,76	9,91	163,0				

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
34. Н/1745	Андезит. Субвулканическое тело. В 2 км ЮВ села Курткулах.	1,76 --	2,05 --	27,01 40,0	7,70 7,55	13,75 13,48	6,69 6,59	111,6 109,5	110,6	ранний мел	
35. РС-2735	Диабаз. Дайка. Кафанское место- рождение. Гор. 805 м. Капитальная штольня в месте пересечения с Но- вой транспортной штольней.	0,53 --	0,62 --	13,0 23,4	2,03 2,22	3,72 3,97	6,01 6,40	100,6 106,9	104	--	
36. Н/1788	Диорит. Интрузивное тело, секущее миндалекаменные андезитобазальты. Ущ. Дыжохадзор.	0,41 --	0,48 --	8,00 8,00	1,57 1,66	2,8 2,96	5,84 6,19	97,8 103,5	100,6	--	
37. Н/1111	Андезит. Межпластовое тело. Север- нее села Сеидляр.	2,52 --	3,07 --	87,2 67,7	13,07 13,06	23,3 23,3	7,59 7,58	131,6 131,4	131,5 ⁺ 0,1	--	
38. МГ-5306	Андезит. Субвулканическое тело. Восточный склон выс. Сангяр.	0,43 --	0,50 --	8 14,5	1,76 1,85	3,14 3,39	6,26 6,58	104,7 109,8	107,2	--	
39. МГ-4992	Андезит. Субвулканическое тело. Южнее выс. Уюги-хут.	0,94 -- --	1,10 -- --	22,3 12,9 11,8	4,56 4,69 4,45	8,15 8,37 7,94	7,43 7,63 7,24	123,6 126,8 120,5	123,6	--	
40. АС-01001	Базальт. Силлообразное тело. В 1 км западнее д/о Кармракар.	0,94 --	1,10 --	16,0 30,9	4,83 4,80	8,62 8,56	7,86 7,80	130,6 129,5	130	--	
41. АС-01629	Кварцевый андезит. Шток. В 0,5 км восточнее выс. Уюги-хут.	1,16 --	1,35 --	39,0 27,7	5,71 5,33	10,2 9,51	7,53 7,03	125,15 117,10	121,1	--	
42. АС-00277	Кварцевый дацит. Шток. В 1 км к СВ от с. Казанчи.	0,37	0,43	7,72	1,69	3,02	7,0	116,6		--	
43. АС-01635	Кварцевый диорит-порфирит. Шток. В 2 км к СВ от с. Тандзавер.	0,85 --	0,99 --	22,0 21,8	3,57 3,18	6,37 5,69	6,42 5,73	107,24 96,01	101,6	--	

2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Анализ собранного за последние годы фактического материала позволил в значительной степени уточнить существующие представления о вещественном составе продуктов и ходе эволюции магматических процессов в пределах Кафанского рудного района. Кроме того, в результате крупномасштабного геологического картирования этой территории был выявлен целый ряд ранее неизвестных геологических объектов, петрографо-петрохимические особенности, условия и последовательность формирования которых выяснены в результате проведенных нами исследований.

В этой главе мы остановимся на некоторых основных характерных чертах продуктов магматизма, их формационной и фациальной принадлежности, описании петрографических и петрохимических особенностей, геодинамических условий формирования, а также их потенциальной металлогенической роли.

2. 1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Породы разновозрастных магматических комплексов объединены в эффузивную и экструзивно-субвулканическую фации. Одновозрастные и одноименные породы эффузивной и субвулканической, или же эффузивной и экструзивной фаций, при общем сходстве минерального и химического составов, нередко обнаруживают ряд существенных отличий текстурного и структурного порядка, в результате чего они описываются раздельно.

При петрографической характеристике лавовых разностей описываются цвет, текстура, структура пород, структура основной массы, минеральный состав, количество и размер вкрапленников, а также минеральный состав основной массы. Для пирокластических пород приводится характеристика обломков и цементирующей массы и примерные количества и размер обломков.

Количественно-минералогический подсчет в лавовых разностях пород и определение количества обломков в пирокластах произведены глазомерно. Плагноклаз определялся по величине максимального угла в зоне, перпендикулярной (010).

Во избежание излишних повторений петрографическое описание приводится в табличной форме (таблица 2). Сначала породы описываются макроскопически — дается цвет сравнительно свежих разностей и ее текстура. Затем следует микроскопическая характеристика — структура, минеральный состав и т.д. Если породы обладают миндалекамен-

ной структурой, то сначала дается объем, занимаемый миндалинами, а затем — их размеры; например, 5–25М 0,1–3 означает, что в породе миндалины занимают от 5 до 25% объема, а их поперечник колеблется в пределах 0,1–3 мм. Для обломочных разностей пород (гиадокластиты, туфы, игнимбриты, инъекционные вулканические брекчии и т.п.) приводится занимаемый обломками объем и их размеры; например, 20–80 Об 30–2000 указывает на то, что обломки занимают 20–80% объема породы, а их размеры колеблются от 30 до 2000 мм. Для отдельных минералов в составе вкрапленников и основной массы перед индексом минерала приводится его содержание в породе в объемных процентах, а после индекса — размер в миллиметрах; для плагиоклазов в скобках приводится и значение анортитовой составляющей.

В таблице применены следующие сокращения:

Об — обломки	рПкс — ромбический пироксен
М — миндалины	мПкс — моноклинный пироксен
Кв — кварц	Ам — роговая обманка
Пл — плагиоклаз	Би — биотит
Кш — калиевый п/шпат	Мг — магнетит (рудный минерал)
Оп — оливин	Вс — вулканическое стекло

Петрографическая характеристика пород эффузивной фации среднеюрского
магматического комплекса

Таблица 2

1 Порода	(1) Лавы и брекчиевые ла- вы миндалекаменных анде- зит-андезитобазальтов	(2) Гиалокластиты миндалекаменных анде- зит-андезитобазальтов	(3) Брекчиевые лавы андезитодацитов	(4) Туфы и игнимбриты ан- дезит-дацитового состава
2 Цвет	от зеленовато-серого до темно-серого	от темно-зеленовато- го до черного	зеленовато-серый	от светло-серого до жел- товато-бурого
3 Текстура	массивная, брекчиевая	обломочная (20-70 Об 30-5000)	брекчиевая	обломочная (10-80 Об 0,05-50)
4 Структура породы	миндалекаменная (10-30 М 0,1-5,0), серийно-пор- фировая	обломков =(1)	серийно-порфировая	кристалл-литокластическая, витрокристаллокластическая, игнимбритовая, обломков = (1), (6), (7), (8)
5 Структура основной массы	гиалокристаллическая, гиалопилитовая, флюк- туационная	обломков =(1)	микрогранитовая, микролитовая	обломков =(1), (6), (7), (8)
6 Минеральный состав; количество и размер вкрапленников (для обломочных разновидностей приводится характе- ристика обломков)	5-35 Пл 0,2-4,0 (55-40) 5-20 мПкс 0,1-1,5 1-5 рПкс 0,2-0,5 1-2 Мг 0,05-0,15	обломков =(1)	0-2 Кв 0,5-1,0 30-45 Пл 0,2-4,5 (45-30) 5-10 мПкс 0,1-1,5 1-5 Ам? 0,1-0,5 1-2 Мг 0,05-0,1	обломков = (1), (6), (7), (8)
7 Минеральный состав основной массы (для обломочных разновидностей приводится характе- ристика цемента)	15-30 Пл 0,02-0,1 (40-25) 5-15 мПкс? 0,02-0,05 15-25 Вв	цемент представлен пузыристым, разд- робленным Вс с крис- таллокластами Пл и Пкс	10-20 Кв 0,01-0,1 15-25 Пл 0,02-0,1 (35-20) 5-10 мПкс, Ам? 0,01-0,1 1-5 Вс	цемент представлен витро- кристалло-литокластическим агрегатом, фьямме

Петрографическая характеристика пород экструзивно-субвулканической
фации среднеюрского магматического комплекса

	(5) Миндалекаменные андезиты	(6) Кварцевые андезиты	(7) Базокварцевые андезито- дациты	(8) Кварцевые дациты
2	Серо-зеленый	от светло-серо-зеленоватого до темно-серого	серо-зеленоватый	от светло-серого до зеленова- то-серого, кремовый
3	Массивная	массивная	массивная	массивная
4	Миндалекаменная (5-10 М 0,1-2) серийно-порфировая	серийно-порфировая	серийно-порфировая	серийно-порфировая
5	Микролитовая, флюктуационная	микрогранитовая, фельзитовая, микролитовая	микрогранитовая, микролитовая	микрогранитовая, фель- зитовая, (микролитовая)
6	10-25 Пл 0,2-3 (55-45) 10-15 мПкс 0,2 -1,0 1-5 рПкс 0,2-0,5 1-3 Мг 0,2-0,3	3-12 Кв 0,5-30 20-30 Пл 0,3-20 (45-35) 1-5 мПкс 0,2-1,0 5-10 Ам 0,2-3,0 1-3 Мг 0,05-0,5	0-2 Кв 0,5-1,5 30-40 Пл 0,2-5,0 (40-30) 5-8 мПкс 0,1-1,0 0,5 Ам 0,2-0,5 1-2 Мг 0,5-1,5	10-15 Кв 0,5-5,0 10-20 Пл 0,3 -4,0 (40-25) 5-8 мПкс 0,15-3,0 1-2 Мг 0,15-0,5
7	30-45 Пл 0,05-0,15 (40-30) 10-15 мПкс? 0,05-0,1 10-15 Мг 0,1-0,15	10-25 Кв 0,01-0,1 15-30 Пл 0,01-0,05 (35-25) 5-10 Ам? 0,01-0,02 0-5 Вс?	15-25 Кв 0,01-0,1 15-25 Пл 0,01-0,15 (30-20) 5-10 Пкс? Ам? 0,01-0,1 0-2 Вс	25-35 Кв 0,02-0,2 10-20 Пл 0,02 -0,15 (25-20) 2-5 мПкс? Ам? 0,02-0,1 0-5 Вс

1 (9) Риодациты	(10) Инъекционные вулканические брек- ции андезит-дацитового состава	(11) Жерловые брекции андезит- дацитового состава
2 Фиолетово-серый, кремово- серый	от светло-серого до зеленовато- темно- серого	от светло-сери-зеленоватого до темно-сери-зеленоватого
3 Массивная	обломочная (0-90 Об 0,5-1000)	обломочная (40-80 Об 20-100)
4 Серийно-порфировая, микрографическая	обломков =(1), (6), (7), (8)	обломков = (1), (7), (8)
5 Неравнозернистая, микрогранитовая фельзитовая (микролитовая)	обломков =(1), (6), (7), (8)	обломков = (1), (7), (8)
6 15-25 Кв 0,3-3 10-15 Пл 0,3-4 (20-10) 3-5 мПкс? 0,2-2 1-2 Мг 0,05-0,2	обломков =(1), (6), (7), (8)	обломков =(1), (7), (8)
7 25-35 Кв 0,01-0,1 15-25 Пл 0,01-0,1 (15-5?) 1-3 мПкс? 0,01-0,05 3-5 Кш? 0,01-0,02	цемент представлен туфовым материа- лом алевро-псаммитовой размерности, состоящим из кристаллокластов. Кв, Пл и литокластов основной массы (1), (6), (7), (8)	цемент представлен туфовым мате- риалом псаммитовой размерности, сос- тоящим из лито-кристаллокластов, иног- да лавовый - андезито-дацитового сос- тава

Петрографическая характеристика пород эффузивной фации верхнеюрско-нижнемелового магматического комплекса

1	(12) Туфы андезитобазальтового и андезитового состава	(13) Лавы и брекчиевые лавы миндалекаменных андезитобазальтов	(14) Гиалокластиты миндалекаменных андезитобазальтов	(15) Афировые андезитобазальты
2	От серого до черного с зелеными, фиолетовыми и кремowymi пятнами	от светло-серо-зеленоватого до темно-серо-коричневого	от светло-серо-зеленоватого до иссиня черного	от серого до иссиня черного с зеленоватым и фиолетовым оттенками
3	Обломочная (0-50 Об 10-500)	массивная, брекчиевая	обломочная (40-80 Об 50-250)	массивная, брекчиевидная
4	Кристалл-литокластическая, витро-кристаллокластическая, обломков = (13), (15), (24)	миндалекаменная (2-25 М 0,5-10), серийно-порфировая, полифировая	обломков = (13)	афировая, микропорфировая
5	Обломков = (13), (15), (24)	гиалокристаллическая, гиалопилитовая, гиалиновая, микролитовая	обломков = (13)	гиалокристаллическая, гиалопилитовая, микролитовая, флюктуационная, миндалекаменная (0-10 М 0,1-1,0)
6	Обломков = (13), (15), (24)	10-35 Пл 0,2-4,5 (60-50) 5-10 мПкс 0,2-1,5 0-3 рПкс? 0,2-0,5 0-3 Ол? 0,2-0,5 3-7 Мг 0,1-1,0	обломков = (13)	0-2 Пл 0,15-1,5 (65-60) 0-2 мПкс 0,1-1,0 0-1 рПкс 0,1-0,5 0-1 Ол 0,1-0,5 0-1 Мг 0,05-0,2
7	Цемент контактовый, гидрохимический (карбонат, хлорит, селадонит, пренит), витро-кристаллокластический, лито-кристаллокластический алевропсаммитовой размерности (Пл, мПкс, Вс)	20-35 Пл 0,05-0,15 (45-40) 5-10 мПкс 0,01-0,05 0-30 Вс	цемент представлен пузырьстым, раздробленным Вс, кристаллокластами Пл и Пкс, а также литокластами псаммитовой размерности	25-30 Пл 0,01-0,2 (50-40?) 15-25 мПкс 0,01-0,1 5-10 рПкс? 0,01-0,05 5-10 Ол? 0,01-0,05 20-40 Вс

1 (16) Туфы андезитового состава	(17) Реогнимбриды риодацитов	(18) Туфы и игнимбриды андезитового и дацитового составов
2 От серо-зеленоватого до желто-буро-зеленоватого	серо-желто-кремовый	от светло-серо-желтоватого до темно-серо-зеленоватого, буроватого
3 Обломочная (75-95 Об 0,01-250)	брекчиевидно-такситовая, эвтакситовая	обломочная (10-70 Об 0,5-100)
4 Витро-кристалл-литокластическая, обломков =(24),(13)	порфировая	кристалл-литокластическая, витро-кристалл-литокластическая, игнимбритовая, обломков =(1), (2), (17), (24), (26), (27), (31)
5 Обломков = (24), (13)	микрофельзитовая, гиалопилитовая, гиалокристаллическая	обломков =(1), (2), (17), (24), (26), (27), (31)
6 Обломков = (24),(13)	0-3 Кв 0,15-1,0 3-5 Пл 0,25-1,5 (15-5)	обломков =(1), (2),(17),(24),(26),(27), (31)
7 Цемент гидрохимический (карбонат, хлорит, селадонит), витро-кристалло-литокластический алевро-псаммитовой размерности (Пл, мПкс, Вс, литокласты = 24)	20-40 Кв 0,01-0,05 30-40 Пл 0,01-0,1 (10-5?) 40-50 Вс	цемент гидрохимический (карбонат, хлорит), контактовый; алевро-псаммитовый, представленный кристаллокластами Пл, Кв, мПкс, обрывками пузыристого Вс, фьямме

Петрографическая характеристика пород экструзивно-субвулканической фации
верхнеюрско-нижнемелового магматического комплекса

1	(19) Крупнопорфировые базальты	(20) Андезитобазальты	(21) Редкопорфировые андезитобазальты	(22) Долеритовые базальты
2	От серого до черного	от светло-серо-зеленоватого до темно-серого	от серого до черного	серый, кремовый, желтовато-бурый
3	Массивная	массивная	массивная	массивная
4	Серийно-порфировая	серийно-порфировая	микропорфировая, афировая	серийно-порфировая
5	Долеритовая	гиалокристаллическая, гиалопилитовая	гиалокристаллическая, микролитовая, флюктуационная	долеритовая, толеитовая
6	10-15 Пл 0,5-10 (65-45) 5-7 мПкс 0,5-1,5 0-3 рПкс 0,3-0,5 0-1 Ол? 0,3-0,5 1-3 Мг 0,2-0,5	10-25 Пл 0,1-5,0 (60-45) 3-5 мПкс 0,1-1,5 0-2 рПкс 0,1-0,5 1-5 Мг 0,1-0,3	1-3 Пл 0,15-2,0 (65-55) 1-2 мПкс 0,1-0,8 0-1 рПкс 0,1-0,5 0-1 Ол? 0,1-0,2 1-2 Мг 0,1-0,2	10-25 Пл 0,25-5,0 (65-50) 2-5 мПкс 0,1-0,5 3-4 Ол 0,3-1,0 1-2 Мг 0,1-1,3
7	30-35 Пл 0,1-0,4 (45-35) 20-30 мПкс 0,1-0,3 5-7 Мг 0,05-0,1 0-5 Вс?	25-35 Пл 0,005-0,1 (45-40) 5-10 мПкс 0,005-0,1 20-50 Вс	25-35 Пл 0,01-0,15 (50-45) 10-25 мПкс 0,01-0,1 5-10 рПкс? 0,01-0,1 3-5 Мг 0,05-0,1 10-40 Вс	20-35 Пл 0,005-0,2 (50-40) 15-25 мПкс 0,005-0,1 1-2 Мг 0,01-0,1 0-5 Вс

1	(23) Диабазовые порфиры	(24) Андезиты	(25) Трахитовые андезитодаци	(26) Кварцевые андезиты
2	От светло-серо-зеленоватого до черного с зеленоватым оттенком	от светло-серого до темно-серо-зеленоватого	серо-зеленоватый, серокремевый	от светло-серо-зеленоватого до темно-серо-зеленоватого
3	Массивная	массивная	массивная	массивная
4	Порфировая, афировая, миндалекаменная (0-10 М 0,1-1,0)	серийно-порфировая	серийно-порфировая	серийно-порфировая
5	Микродиабазовая, интерсертальная	фельзитовая, микролитовая, гиалокристаллическая	микролитовая, флюктуационная	гиалокристаллическая, фельзитовая, микролитовая
6	0-15 Пл 0,5-3,0 (65-55) 0-10 мПкс 0,2-1,0 0-5 рПкс? 0,2-0,5 0-2 Ол? 0,1-0,3 1-5 Мг 0,1-0,2	20-30 Пл 0,15-3,0 (45-35) 5-10 мПкс 0,15-1,5 0-5 Ам 0,2-0,5 1-2 Мг 0,1-0,2	5-10 Пл 0,25-3,5 (40-30) 3-5 мПкс 0,2-1,5 5-10 Ам? 0,2-0,5 1-2 Мг 0,2-0,5	1-3 Кв 0,2-2,5 25-30 Пл 0,2-4,0 (45-35) 5-10 мПкс 0,2-2,0 3-7 Ам 0,1-1,0 1-2 Мг 0,1-0,3
7	20-40 Пл 0,01-0,5 (45-35) 5-15 мПкс 0,01-0,2 3-5 Мг 0,01-0,1 0-30 Вс	0-3 Кв 0,01-0,1 25-35 Пл 0,005-0,15 (35-25) 5-10 мПкс 0,005-0,15 3-5 Ам? 0,005-0,1 0-35 Вс	2-4 Кв 0,05-0,15 70-80 Пл 0,05-0,25 (30-20) 5-8 Кш 0,05-0,1 5-8 Ам 0,05-0,15 2-3 Мг 0,05-0,2	1-3 Кв 0,01-0,15 20-25 Пл 0,02-0,15 (30-25) 3-10 мПкс 0,01-0,1 2-5 Ам? 0,01-0,1 0-25 Вс

1	(27) Кварцевые дациты	(28) Риодациты	(29) Жерловые брекчии андезитового состава
2	От светло-серого до зеленовато-серого	серо-кремовый, серо-фиолетовый, серо-зеленоватый	серовато-буровато-коричневый
3	Массивная	массивная	обломочная (50-80 Об 0,5-80)
4	Серийно-порфировая	серийно-порфировая	кристалл-литокластическая обломков = (24), (13)
5	Микрогранитовая, фельзитовая, микролитовая	микрофельзитовая, гиало-кристаллическая	обломков = (24), (13)
6	2-5 Кв 0,2-3,0 10-20 Пл 0,3-5,0 (35-25) 3-5 мПкс? Ам? 0,15-0,5 0-1 Мг 0,05-0,1	0-2 Кв 0,15-0,5 2-5 Пл 0,2-2,5 (15-10)	обломков = (24), (13)
7	30-40 Кв 0,01-0,2 25-35 Пл 0,01-0,2 (25-15) 3-5 мПкс? Ам? 0,005-0,1 0-3 Вс	20-45 Кв 0,01-0,15 25-40 Пл 0,01-0,2 (10-5) 10-30 Вс	цемент гидрохимический (гидрослюда, каолинит, хлорит; карбонат); алевро-псаммитовый, представленный кристаллокластами Пл, мПкс, обрывками Вс, литокластами (24), (13)

1	(30) Жерловые брекчии андезитового, дацитового и риодацитового состава	(31) Кварцевые диорит-порфиры	(32) Кварцевые габбро-диориты и кварцевые габбро
2	Желто-зелено-буроватый	от светло-серо-зеленоватого до темно-серого	от светло-серо-зеленоватого до темно-серо-зеленоватого
3	Обломочная (60-90 Об 0,2-100)	массивная	массивная
4	Витро-кристаллокластическая, кристалл-литокластическая, обломков = (26), (27), (28), (31)	серийно-порфировая, порфировидная, невадитовая	габбровая, габбро-диабазовая, порфировидная
5	Обломков = (26), (27), (28), (31)	микрогранитовая	(аллотриоморфнозернистая)
6	Обломков = (26), (27), (28), (31)	микроаллотриоморфнозернистая 1-2 Кв 0,2-0,8 25-50 Пл 0,2-5,0 (55-45) 5-8 мПкс 0,2-3,0 2-5 Ам 0,2-1,5 1-5 Би 0,2-0,7 1-2 Мг 0,2-0,6	3-5 Кв 0,2-2 70-80 Пл 0,2-20 (55-40) 1-2 Кш 0,2-0,8 10-15 мПкс 0,2-5 1-3 рПкс 0,2-1,0 10-15 Ам 0,2-5 2-5 Мг 0,05-0,6
7	Цемент гидрохимический (гидрослюда, хлорит, каолинит, карбонат), алевроитовый, представленный кристаллокластами Кв, Пл, мПкс? обрывками Вс	5-15 Кв 0,01-0,2 20-40 Пл 0,01-0,2 (40-30) 3-5 Кш? 0,01-0,1 5-8 мПкс 0,02-0,2 2-3 Ам 0,05-0,2 1-2 Би 0,05-0,15	

Петрографическая характеристика пород эффузивной фации палеогенового
магматического комплекса

1	(33) Афировые андезитобазальты	(34) Лапиллинево-гравийные туфы андезитобазальтового состава	(35) Лавы и брекчиевые лавы андезитобазальтов	(36) Лавы и брекчиевые лавы андезитов	(37) Туфы и игнимбриты андезиодацитового состава
2	От серого до черного с зеленоватым и фиолетовым оттенками	от серо-зеленоватого до темно-серого с фиолетовым оттенком	от серо-зеленого до темно-серого, темно-коричневого и фиолетового	от серого до темно-серого с зеленоватым и фиолетовым оттенками	от серо-зеленоватого до серо-бурофиолетового
3	Массивная, брекчиевидная	обломочная (0-30 Об 0,01-50)	массивная, брекчиевая	массивная, брекчиевая	брекчиевиднотакситовая, обломочная (30-90 Об 0,5-100)
4	Афировая, микропорфировая, миндалекаменная (0-5 М 0,1-0,3)	кристалл-литокластическая, витро-кристаллокластическая, обломков = (33), (35), (36)	миндалекаменная (0,5 М 0,1-0,4), серийно-порфировая, гломеропорфировая	миндалекаменная (0-15 М 0,2-3) серийно-порфировая, гломеропорфировая	витро-кристаллолитокластическая, игнимбритовая, обломков = (36), (39), (40), (41)
5	Гиалокристаллическая, микролитовая, флюктуационная, микродолеритовая	обломков = (33), (35), (36)	гиалокристаллическая, микролитовая, гиалопилитовая	микролитовая, гиалокристаллическая, гиалопилитовая	обломков = (36), (39), (40), (41).
6	2-5 Пл 0,2-1 (60-55) 0-2 мПкс 0,2-0,6 0-1 рПкс? 0,2-0,4 0-1 Мг 0,2-0,5	обломков = (33), (35), (36)	5-15 Пл 0,5-3,0 (55-50) 5-10 мПкс 0,2-0,8 0-2 рПкс? 0,2-0,5 3-5 Мг 0,2-0,4	15-25 Пл 0,25-2,5 (40-35) 3-8 мПкс 0,25-1,5 3-5 Мг 0,15-0,5	обломков = (36), (39), (40), (41)
7	35-40 Пл 0,01-0,15 (40-30) 0-3 Кш? 0,01-0,05 35-45 мПкс 0,005-0,05 5-7 Мг 0,01-0,05 10-25 Вс	цемент контактовый, гидрохимический (хлорит, карбонат), витро-кристалло-литокластический алевро-псаммитовой размерности (Пл, мПкс, Вс), литокласты (33), (35), (36)	25-40 Пл 0,01-0,2 (35-25) 15-20 мПкс 0,005-0,15 5-10 Мг 0,005-0,15 10-40 Вс	35-45 Пл 0,015-0,15 (25-20) 5-15 мПкс 0,01-0,15 5-10 Мг 0,01-0,1 10-30 Вс	цемент контактовый, гидрохимический (хлорит, гидрослюда) алевро-псаммитовой размерности, представленный Пл, мПкс, обрывками Вс и литокластами (36), (39), (40), (41)

Петрографическая характеристика пород экструзивно-субвулканической фации
палеогенового магматического комплекса

1	(38) Андезитобазальты	(39) Андезиты	(40) Андезитодациты	(41) Риодациты
2	От светло-серого до темно-серого с зеленоватым оттенком	от серо-зеленого до темно-серого с зеленоватым оттенком	серый с зеленоватым оттенком	светло-серый с зеленоватым, желтоватым и буроватым оттенком
3	Массивная	массивная	массивная	массивная
4	Миндалекаменная (0-3 М 0,2-2,0) серийно-порфировая	миндалекаменная (0-10 М 0,2-4,0) серийно-порфировая	серийно-порфировая, гломеропорфировая	серийно-порфировая, гломеропорфировая, (микрографическая)
5	Гиалокристаллическая, микролитовая, гипидиоморфнозернистая	гиалокристаллическая, микролитовая, гипидиоморфнозернистая	микролитовая, микродиоритовая, микрогранитовая	микрофельзитовая, микрогранитовая
6	10-20 Пл 0,2-6,0 (55-40) 5-8 мПкс 0,2-1,0 1-3 рПкс? 0,2-0,5 0-1 Оп? 0,1-0,2 2-5 Мг 0,1-0,2	20-40 Пл 0,15-5,0 (45-35) 3-5 мПкс 0,1-2,0 1-2 рПкс? 0,1-1,0 1-2 Мг 0,1-0,5	20-45 Пл 0,2-3,5 (35-30) 2-3 мПкс 0,2-1,5 1-2 Мг 0,1-0,5	2-5 Кв 0,2-1,2 5-10 Пл 0,2-2,5 (25-20) 1-2 мПкс 0,2-0,5 0-1 Мг 0,1-0,4
7	45-65 Пл 0,02-0,2 (45-35) 15-20 мПкс 0,02-0,2 3-8 Мг 0,02-0,1 0-40 Вс	0-3 Кв 0,02-0,15 40-50 Пл 0,02-0,25 (35-25) 10-20 мПкс 0,01-0,2 1-2 Мг 0,02-0,1 0-30 Вс	5-10 Кв 0,02-0,2 45-60 Пл 0,02-0,2 (30-20) 0-5 Кш? 0,01-0,1 2-5 мПкс 0,02-0,2 1-3 Мг 0,01-0,1 0-20 Вс	5-15 Кв 0,01-0,2 50-70 Пл 0,01-0,2 (20-10) 0-5 Кш? 0,01-0,2 0-1 Мг 0,01-0,1 0-30 Вс

2	1 (42) Микропорфировые андезитобазальты	(43) Крупнопорфировые базальты	(44) Жерловые и околожерловые брекчии андезитобазальтового состава	(45) Жерловые и околожерловые брекчии андезитового состава
2	От серого до темно-серого с зеленоватым оттенком	от серо-зеленого до темно-серо-зеленоватого	от серо-зеленоватого до темно-серо-зеленоватого с фиолетовым оттенком	от светло-серого до темно-серого с буроватым и фиолетовым оттенками
3	Массивная	массивная	брекчиевая, обломочная (10-70 Об 1-50)	обломочная (50-90 Об 0,5-20)
4	Микропорфировая, афировая	серийно-порфировая, (невадитовая)	витро-кристалл-литокластическая обломков = (35), (38), (42), (43)	витро-кристалл-литокластическая обломков = (36), (38), (39), (40)
5	Микродолеритовая, интерсертальная	гиалокристаллическая, микролитовая, интерсертальная, микродолеритовая	обломков = (35), (38), (42), (43)	обломков = (36), (38), (39), (40)
6	1-3 Пл 0,2-1,2(50-40) 1-3 мПкс 0,2-0,6 0-1 рПкс 0,2-0,4 0-1 Ол? 0,1-0,2 2-5 Мг 0,2-1,0	10-25 Пл 0,4-10,0(65-55) 5-8 мПкс 0,2-1,5 2-3 рПкс 0,2-1,0 1-2 Ол 0,2-0,6 1-2 Мг 0,2-0,8	обломков = (35), (38), (42), (43)	обломков = (36), (38), (39), (40)
7	50-60 Пл 0,05-0,2(35-30) 20-30 мПкс 0,02-0,15 0-5 рПкс? 0,02-0,1 3-8 Мг 0,02-0,15 0-30 Вс	35-50 Пл 0,05-0,3(50-40) 20-30 мПкс 0,02-0,2 2-5 рПкс? 0,02-0,1 2-5 Мг 0,01-0,15 0-20 Вс	цемент витро-кристалл-литокластический алевро-псаммитовой размерности, представленный обрывками Вс, кристаллокластами Пл и мПкс и литокластами (35), (38), (42), (43); местами лавовый (38), брекчированный	цемент витро-кристалл-литокластический алевро-псаммитовой размерности, представленный обрывками Вс, кристаллокластами Пл, мПкс, Кв и литокластами (36), (38), (39), (40); иногда лавовый (39)

1	(46) Жерловые и околожерловые брек- чии андезитодацитового состава	(47) Жерловые и околожерловые брекчии риодацитового состава	(48) Габбро и габбро-диориты
2	Кремово-серый с зелеными, фиоле- товыми и черными пятнами	от серо-зеленого до желто-бурого с фиолетовым оттенком	от светло-серого до серого с зе- леноватым оттенком
3	Обломочная (50-80 Об 1-50)	обломочная (70-95 Об 0,5-20)	массивная
4	Витро-кристалл-литокластическая, обломков =(36), (38), (39), (40), (41)	обломков =(38), (39), (40), (41)	габбровая, габбро-диабазовая, порфировидная
5	Обломков =(36), (38), (39), (40), (41)	обломков =(38), (39), (40), (41)	долеритовая, офитовая (алло- триморфнозернистая)
6	Обломков =(36), (38), (39), (40), (41)	обломков =(38), (39), (40), (41), (Вс)	2-3 Кв 0,1-1,2 70-80 Пл 0,1-10 (50-40) 1-2 Кш? 0,05-0,1
7	Цемент витро-кристалл-литокласти- ческий алеврит-псаммитовой размернос- ти, представленный обрывками Вс, кристаллокластами Пл, Кв, литоклас- тами (39), (40), (41); местами кон- тактовый или гидрохимический (хлорит, гидрослюда, гематит)	цемент контактовый, гидрохимичес- кий, представленный гидрослюдой, хло- ритом, кварцем; местами витрокристал- локластический алевритовой размер- ности - Вс, Пл, Кв	10-20 мПкс 0,1-5,0 1-5 рПкс 0,1-1,5 2-5 Мг 0,1-2,0

2.2. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В работе рассмотрены петрохимические особенности изверженных пород, образованных в течение среднеюрско-палеогенового времени и занимающих более 2/3 исследованной территории. Здесь широко развиты вулканы самого разнообразного петрографического состава – базальты, андезитобазальты, андезиты, андезитодациты, дациты, риодациты, риолиты; несравненно менее распространены гипабиссальные (гиповулканические) образования от кварцево-диоритового до габбрового состава.

Изверженные породы района разными исследователями (47, 71, 80, 81, 85) объединены в магматические комплексы и серии ранне-среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового возрастов, помимо которых нами впервые выделяются и палеогеновые образования.

Нами рассматриваются 3 магматических комплекса; среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового-палеогенового возрастов. В позднемеловой-палеогеновый комплекс включены породы, датируемые поздним аптом и моложе. Объединение в этом комплексе образований, принадлежащих верхам нижнего мела, верхнему мелу и палеогену, вызвано близостью петрографических и петрохимических особенностей, а также совпадением ареалов развития пород.

Внутри каждого из возрастных комплексов выделены эффузивные, экструзивно-субвулканические, жильные и гипабиссальные (гиповулканические) интрузивные образования. В зависимости от химического состава и петрографических особенностей они объединены в группы пород базальтового, андезитобазальтового, андезитового, дацитового и риодацитового (риолитового) составов, в соответствии с новой классификацией и номенклатурой магматических горных пород (12).

Для пород среднеюрского комплекса приводятся 4 подразделения – андезитобазальты, андезиты, дациты, и риолиты, а для верхнеюрско-нижнемелового и верхнемелового-палеогенового комплекса – по 5 подразделений: от базальтов до риодацитов.

Нами использованы 156 оригинальных полных силикатных химических анализов пород. Среднеюрский комплекс охарактеризован 20 анализами, верхнеюрско-нижнемеловой комплекс – 89, а верхнемеловой – палеогеновый – 47 анализами. Количество анализов примерно соответствует распространенности рассматриваемых комплексов в исследованном районе, а внутри каждого комплекса в большинстве случаев – развитию пород определенного петрографического состава.

В таблицах 3, 4, 5 приводятся средние химические составы по груп-

Таблица 3

Средние химические составы пород разновозрастных магматических комплексов

Возраст	Состав (количество анали- зов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
J ₂	андезитобазальт (6)	57,55	0,62	15,30	3,3	7,5	0,18	3,1	4,6	3,3	0,35
	андезит (10)	60,50	0,37	16,60	2,0	4,4	0,26	4,0	4,2	2,8	0,7
	дацит (2)	66,75	0,43	14,75	2,9	2,2	0,13	2,4	3,1	4,8	0,3
	риолит (2)	75,00	0,38	11,05	2,7	2,1	0,14	1,3	2,0	3,6	0,6
J ₃ -K _I	базальт (37)	50,60	1,40	18,20	4,9	5,3	0,20	4,0	8,3	3,6	0,6
	андезитобазальт (20)	55,20	0,87	18,50	5,0	2,8	0,11	3,8	6,7	3,8	0,9
	андезит (18)	60,70	0,64	16,80	4,5	2,8	0,09	2,5	4,5	4,1	1,2
	дацит (7)	66,20	0,44	16,40	3,3	1,6	0,08	1,3	2,2	5,3	1,7
	риодацит (7)	70,90	0,32	14,15	2,6	1,6	0,08	0,8	2,1	4,1	1,9
K ₂ -	базальт (11)	50,70	1,25	17,95	5,4	4,6	0,19	4,3	8,5	3,5	1,0
	андезитобазальт (13)	55,00	0,81	17,30	7,1	3,0	0,12	3,6	5,9	4,5	1,3
	андезит (10)	60,95	0,93	16,50	3,7	3,8	0,15	2,7	4,5	4,0	1,8
	дацит (10)	65,60	0,60	15,50	2,7	2,1	0,09	1,4	3,1	4,4	1,8
	риодацит (3)	71,20	0,21	14,70	2,5	2,6	0,03	0,3	1,8	4,5	1,7

Таблица 4

Числовые характеристики средних составов пород разновозрастных
магматических комплексов (по А. Н. Заварицкому)

Возраст	Состав (количество анализов)	a	b	c	s	Q	$\frac{a}{c}$	c'	a'	m'	f'	n	t	
J ₂	андезитобазальт(6)	8,0	17,7	5,8	68,5	15,2	1,4	-	9,2	30,9	58,9	93,8	0,8	16,9
	андезит (10)	7,2	17,9	5,2	69,7	19,8	1,4	-	27,7	38,1	34,2	86,5	0,5	9,2
	дацит (2)	10,7	10,1	3,7	75,5	25,9	2,9	-	14,1	39,6	46,3	97,5	0,45	24,2
	риолит (2)	8,4	7,4	2,3	81,9	44,7	3,7	-	14,9	28,1	57,0	90,6	0,4	29,8
J ₃ -K _L	базальт (37)	9,3	19,7	8,3	62,7	-1,5	1,1	12,6	-	36,7	50,7	90,6	2,1	22,2
	андезитобазальт (20)	10,2	14,9	7,9	67,0	5,7	1,3	4,9	-	45,6	49,5	85,9	1,2	30,1
	андезит (18)	11,1	11,9	5,6	71,4	15,0	2,0	-	7,1	36,5	56,5	83,5	0,8	32,9
	дацит (7)	13,9	9,1	2,6	74,4	18,4	5,3	-	22,4	23,7	48,1	82,5	0,5	31,1
	риодацит (7)	11,5	7,0	2,5	79,0	32,5	4,6	-	27,9	19,2	52,9	76,7	0,3	30,8
K ₂ -	базальт (11)	9,7	20,7	8,0	61,6	-4,2	1,2	14,8	-	37,7	47,5	83,6	1,8	23,9
	андезитобазальт (13)	12,2	17,0	5,8	65,0	-0,2	2,1	9,1	-	36,8	54,1	83,9	1,1	36,4
	андезит (10)	11,7	11,7	5,4	71,2	13,6	3,2	1,2	-	39,9	58,9	77,4	1,1	27,4
	дацит (10)	12,4	7,8	3,8	76,0	23,4	3,3	-	12,4	31,0	56,6	78,9	0,7	30,1
	риодацит (3)	12,0	7,7	2,1	78,2	30,3	5,7	-	35,9	6,0	58,1	80,2	0,3	27,4

Некоторые петрохимические характеристики средних составов
пород разновозрастных магматических комплексов

Возраст	Состав (количество анализов)	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$		$\text{al}' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{MgO}}$ $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{FeO})$	$\text{f}' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}{\text{TiO}_2}$	$\text{Ka} = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\text{Igf} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2}$	$\left[\text{G} = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43} \right]$	$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$	$\text{SI} = \frac{100 \text{MgO}}{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}$
		Na_2O	K_2O							
J_2	андезитобазальт (6)	3,7	9,4	1,1	14,7	0,38	1,29	0,04	0,27	17,6
	андезит (10)	3,5	4,0	1,6	11,0	0,32	1,57	0,15	0,27	28,8
	дацит (2)	5,1	16,0	2,0	8,0	0,35	1,36	0,02	0,22	19,0
	риолит (2)	4,2	6,0	1,8	6,6	0,38	1,29	0,26	0,15	12,6
$\text{J}_3 - \text{K}_1$	базальт (37)	4,2	6,0	1,3	15,8	0,36	1,02	0,37	0,36	21,7
	андезитобазальт (20)	4,7	4,2	1,6	12,6	0,39	1,23	0,26	0,33	23,3
	андезит (18)	5,3	3,4	1,7	10,5	0,48	1,30	0,20	0,28	16,6
	дацит (7)	7,0	3,1	2,6	6,7	0,53	1,40	0,32	0,25	9,8
	риодацит (7)	6,0	2,2	2,8	5,4	0,48	1,50	0,11	0,20	7,3
K_2-	базальт (11)	4,5	3,5	1,1	15,7	0,38	1,06	0,42	0,35	22,9
	андезитобазальт (13)	5,8	3,5	1,2	14,6	0,51	1,20	0,45	0,31	18,5
	андезит (10)	5,8	2,2	1,5	11,3	0,52	1,13	0,27	0,27	16,9
	дацит (10)	6,2	2,4	2,2	6,9	0,59	1,27	0,23	0,24	11,3
	риодацит	6,2	2,6	2,6	5,6	0,63	1,69	0,13	0,21	2,6

пам пород, составляющих разновозрастные магматические комплексы, соответствующие числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (40) и некоторые другие петрохимические характеристики; эти данные использованы при составлении различных петрохимических диаграмм. Мы использовали также вычисленные средние от средних составов всех групп пород каждого из комплексов. Ниже следует краткая характеристика химизма выделенных комплексов изверженных пород как согласно новой классификации и номенклатуре магматических горных пород (12), так и по классификации А. Н. Заварицкого (42).

2. 2. 1. Среднеюрский магматический комплекс

Породы этого возрастного комплекса образуют последовательно дифференцированный ряд — андезитобазальт—андезит—дацит—риолит, внутри которого количественно преобладают породы андезитобазальтового и андезитового составов.

В целом породы среднеюрского комплекса несколько более кремнекислотные и менее щелочные по сравнению со средними типами по Дэли. Все они принадлежат нормальному петрохимическому ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,5-5,1\%$), натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 4,0-16,0$) и являются высокоглиноземистыми ($\text{al} = 1,1-2,0$). Их фемичность, согласно новой классификации (12), нормальная ($f = 6,6-14,7$), а коэффициент агпаитности не дает больших колебаний ($K_a = 0,32-0,38$).

По А. Н. Заварицкому (40), все они пересыщены алюминием, обладают повышенными значениями характеристики γ по сравнению со средними типами по Дэли (кроме андезитобазальтов), чем и обусловлено смещение фигуративных точек средних составов пород этого комплекса в сторону увеличения фемичности на одну ступень (рис. 17); например, риолит попадает в поле дацита, дацит — в поле андезита, андезит — андезитобазальта.

Очень характерно смещение фигуративных точек в сторону меньших количеств щелочей на плоскости asb , а также их смещение вправо на левосторонней проекции диаграммы, обусловленное низкими значениями анортитовой извести. Большая крутизна векторов на плоскости csb свидетельствует о сильном преобладании натрия над калием ($n = 86,5-97,5$).

Следует подчеркнуть также отсутствие недосыщенных кремнекислотой разностей среди пород этого комплекса.

Вариационная линия средних составов пород среднеюрского комплекса в плоскости asb проходит близко от линии типа Пеле, будучи смещенной несколько влево от нее, а фигуративная точка вычисленного среднего состава всего комплекса располагается на этой вариационной линии, в поле андезита. На левосторонней проекции вариационная линия среднеюрских пород проходит между линиями типов Йеллоустун—Парка и Этны, а фигуративная точка среднего состава смещена на вариационную линию типа Этны.

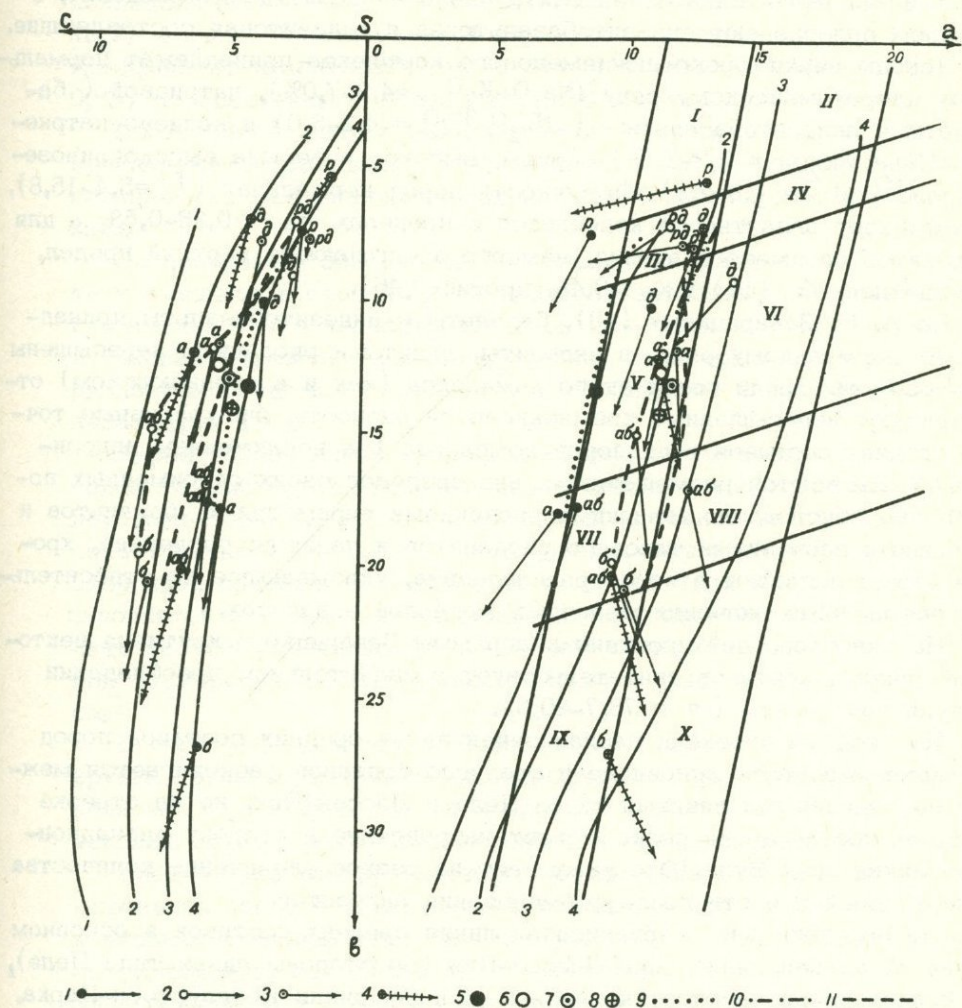


Рис. 17. Диаграмма усредненных химических составов разновозрастных пород Кафанского рудного района (по А. Н. Заварицкому). Состав пород: б - базальт, аб - андезитобазальт, а - андезит, д - дацит, рд - риодацит, р - риолит. Векторы разновозрастных пород: 1 - среднеюрские, 2 - позднеюрско-раннемеловые, 3 - позднемеловые-палеогеновые, 4 - средние по Дэли. Фигуративные точки вычисленных средних от средних составов разновозрастных пород: 5 - среднеюрская, 6 - позднеюрско-раннемеловая, 7 - позднемеловая-палеогеновая. Приближенная диагностика пород поля: 1 - риолита, П - пантеллерита, Ш - дацита, 1У - трахидациита, У - андезита, У1 - трахиандезита, УП - андезитобазальта, УШ - шошонита, 1Х - базальта, Х - трахибазальта. Вариационные линии составов пород, 1-1 - тип Пеле, 2-2 - тип Лассен-Пик, 3-3 - тип Йеллоустоун-Парк, 4-4 - тип Этна, 9 - среднеюрских, 10 - позднеюрско-раннемеловых, 11 - позднемеловых - палеогеновых.

2.2.2. Верхнеюрско-нижнемеловой магматический комплекс

Слагающие этот комплекс породы формируют непрерывно дифференцированный ряд – базальт–андезитобазальт–андезит–дацит–риодацит, в котором преобладают андезитобазальтовая и андезитовая составляющие.

Породы верхнеюрско-нижнемелового комплекса принадлежат нормальному петрохимическому ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,2-7,0\%$), натриевой (базальты и андезитобазальты ($-\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,2-6,0$) и калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,2-3,4$) сериям, высоко- и весьма высокоглиноземистые ($al = 1,3-2,8$). Фемичность пород нормальная ($f = 5,4-15,8$), коэффициент агпайтности колеблется в пределах $K_a = 0,36-0,53$, а для андезитов он имеет значения, немного превышающие верхний предел, установленный (12) ($K_a = 0,48$, против 0,46).

По А. Н. Заварицкому (40), базальты и андезитобазальты принадлежат нормальному ряду, а андезиты, дациты и риодациты пересыщены глиноземом. Среди пород этого комплекса (как и в среднеюрском) отсутствуют недосыщенные кремнекислотой разности. Фигуративные точки средних составов всех пород комплекса (за исключением андезитов) оказываются размещенными вне пределов своих одноименных полей, что обусловлено меньшими значениями параметра b базальтов и большими значениями такового риодацитов и дацитов; последние, кроме этого, попадают в поле трахиандезита, указывающее на относительно повышенные значения щелочных металлов в дацитах.

На левосторонней проекции диаграммы Заварицкого крутизна векторов средних составов свидетельствует о значительном преобладании натрия над калием ($n = 76,7-90,6$).

На этой же проекции вариационная линия средних составов пород комплекса в части основного и среднего составов располагается между вариационными линиями типов Пеле и Лассен–Пик, но на отрезке кислых составов она резко меняет направление в сторону вариационной линии типа Этна. Это указывает на резкое увеличение количества анортитовой извести после формирования андезитов.

На проекции asb вариационная линия средних составов в основном тянется вблизи линии типа Лассен–Пик (со стороны линии типа Пеле), в кислой своей части отклоняясь в сторону линии Йеллоустоун–Парка. На правосторонней же проекции диаграммы Заварицкого фигуративная точка вычисленного среднего состава пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса размещена почти в центре поля андезитов, на вариационной линии типа Лассен–Пик.

2.2.3. Верхнемеловой–палеогеновый магматический комплекс

Породы этого комплекса также образуют последовательный, непрерывно дифференцированный ряд – базальт–андезитобазальт–андезит–дацит–риодацит с количественным преобладанием андезитобазальтов и андезитов.

Базальты, андезитобазальты и андезиты входят в субщелочной ряд ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,5-5,8\%$), в то время как кислые члены дифференциации –

дациты и риодациты принадлежат нормальному петрохимическому ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,2\%$). Все породы принадлежат калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 2,2-3,5$). Основные и средние составляющие комплекса высокоглиноземистые ($\text{al} = 1,1-1,5$), а кислые члены — весьма высокоглиноземистые ($\text{al} = 2,2-2,6$). Их фемичность нормальная ($f = 5,6-15,7$) и очень близка таковой верхнеюрско-нижнемелового комплекса. Коэффициент агпаитности имеет наиболее высокие значения ($K_a = 0,38-0,63$) по сравнению с более древними магматическими комплексами.

По А.Н.Заварицкому (40), основные и средние породы комплекса принадлежат нормальному ряду, а кислые дифференциаты пересыщены глиноземом. Все разновидности насыщены или пересыщены кремнеземом.

На диаграмме Заварицкого базальты занимают поле андезитобазальта и смещены в сторону поля трахиандезитобазальта (шошонита). Фигуративная точка андезитобазальтов размещена в шошонитовом поле, а таковая андезита смещена в сторону поля трахиандезита. Дациты и риодациты попадают в поле дацита и обладают близкими значениями параметров a и b .

Вариационная линия средних составов пород верхнемелового-палеогенового комплекса проходит между линиями типов Лассен-Пик и Йеллоустун-Парк, однако в части кислых составов на проекции asb пересекает линию Лассен-Пик, ввиду уменьшения параметра a , а на левосторонней проекции пересекается с линией типа Йеллоустун-Парк и склоняется в сторону вариационной линии типа Этна. Это можно объяснить достаточно резким уменьшением количества анортитовой извести при формировании кислых дифференциатов данного возрастного комплекса.

В поле csb диаграммы Заварицкого наклоны векторов достаточно крутые, свидетельствующие о значительном преобладании натрия над калием ($n = 77,4-83,9$), но в среднем они немного более пологие, чем таковые верхнеюрско-нижнемелового и среднеюрского комплексов.

Следует указать на некоторые отклонения от нормального хода формирования пород верхнемелового-палеогенового комплекса от основных к кислым. Общеизвестно, что при развитии магматического очага кислые дифференциаты обогащаются щелочами. Однако в данном случае породы основного и среднего составов имеют субщелочной характер, в то время как кислые породы принадлежат петрохимическому ряду нормальной щелочности, а риодациты — даже низкощелочному семейству, несмотря на то, что в дацитах и риодацитах абсолютные количества суммы щелочей возрастают.

Наиболее вероятными причинами этого могут служить либо то, что магматический очаг, породивший породы данного комплекса, ассимилировал терригенные образования, повлиявшие на нормальный ход дифференциации, либо кислые породы не имеют ничего общего с магматическим очагом, образующим породы субщелочного характера, а являются анатектическими. Вероятно, возможны и другие варианты объяснения данного факта, однако в настоящее время мы не располагаем необходимым материалом для четкого ответа на этот вопрос.

2. 3. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СЕРИАЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Вулканические и вулканоплутонические ассоциации, принадлежащие различным петрохимическим типам или сериям (толеитовой, известково-щелочной, щелочно-базальтовой, щелочной, бимодальной и др.), образуются в определенных геодинамических условиях и характеризуются специфическими металлогеническими чертами (55, 124). Следовательно, восстановление геодинамической обстановки формирования изверженных пород приобретает не только теоретическое, но и весьма важное практическое значение.

За последнее двадцатилетие выяснено, что самые разнообразные проявления вулканизма (и магматизма в целом) зрелых островных дуг и орогенных поясов представлены тремя главными петрохимическими сериями — толеитовой, известково-щелочной и щелочно-базальтовой, в развитии продуктов которых наблюдается достаточно четкая латеральная и вертикальная зональность. В указанной последовательности эти серии сменяют друг друга от фронтальных частей островных дуг (со стороны глубоководных желобов) по направлению к тыловым бассейнам (окраинным морям). Одновременно породы толеитовой ассоциации играют ведущую роль в строении фундамента как древних, так и современных орогенных областей и островных дуг. Толеиты по вертикали сменяются породами известково-щелочной серии, имеющими наиболее широкое распространение в пределах современных зрелых островных дуг, а выше по разрезу — породами щелочно-базальтовой (субщелочной) серии (55, 75, 119, 120, 121). Установлена также четкая приуроченность медноколчеданного оруденения к породам толеитовой серии, в то время как с породами известково-щелочной серии ассоциируют меднопорфировые, медно-молибденовые, колчеданно-полиметаллические и золоторудные месторождения (55).

В свете вышесказанного становится ясным необходимость установления сериальной принадлежности продуктов магматизма, имеющего и важное металлогеническое значение.

Ниже остановимся на определении петрохимической сериальности разновозрастных магматических комплексов Кафанского рудного района, геодинамической обстановке формирования и вопросах их потенциальной рудоносности.

Среднеюрский комплекс. Относительно высокие содержания глинозема, нормативного кварца, низкие содержания щелочей, особенно калия, а также наличие в основной массе пород гранофировых срастаний кварца и плагиоклаза указывают на принадлежность вулканитов среднеюрского возраста толеитовой серии. Толеитовая тенденция проявляется как на диаграмме Якеша и Уайта (120) в системе координат $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 18), где вариационная линия пород этого комплекса примерно совпадает с линией самых низкокалиевых толеитов островов Изу (Япония), так и на диаграмме Куно (121) в системе $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, на которой фигуративные точки средних составов пород средней юры лежат в поле толеитовой серии (рис. 19).

Однако, сравнительно низкие значения суммы окислов железа и двуокиси титана говорят не в пользу отнесения среднеюрских пород к толеитам. Это побудило нас к составлению ряда многокомпонентных диаграмм с большим количеством окислов и их комбинаций.

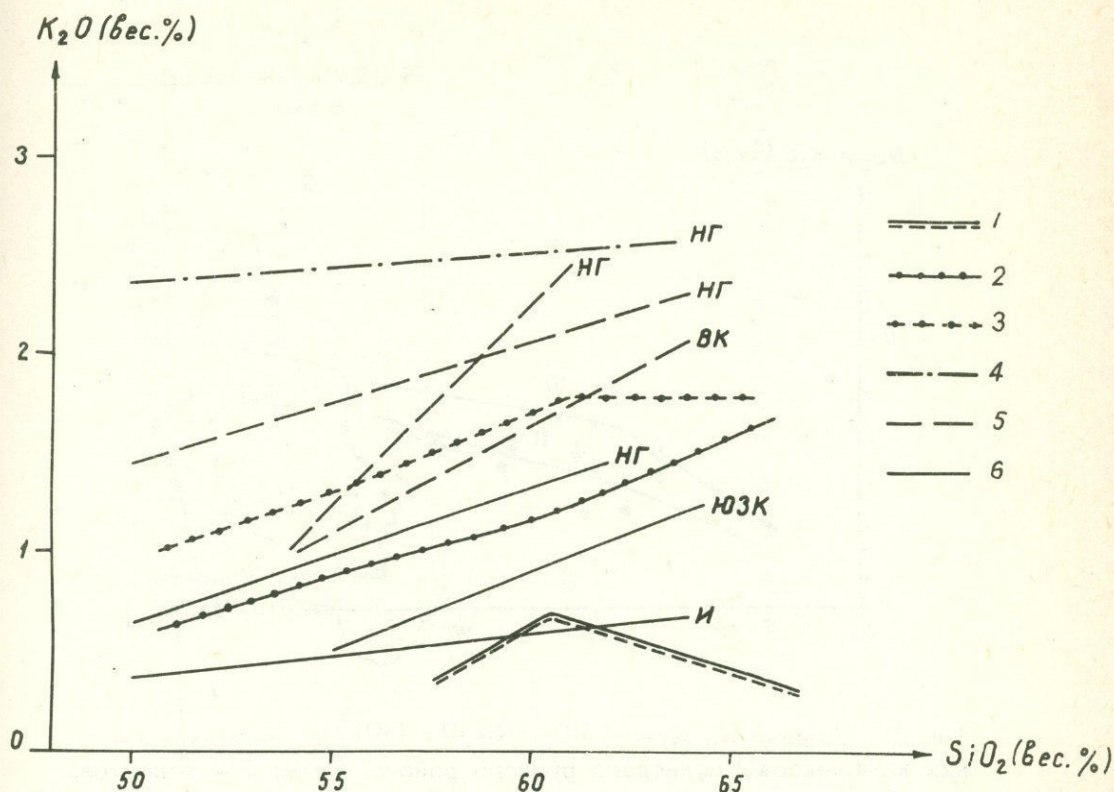


Рис. 18. Вариационная диаграмма Якеша-Уайта $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ для магматических комплексов Кафанского рудного района. Возраст: 1 - среднеюрский, 2 - позднеюрско-раннемеловой, 3 - позднемеловой-палеогеновый. Серии: 4 - щелочно-базальтовая, 5 - известково-щелочная, 6 - толеитовая. НГ - Новая Гвинея, ВК - Восточная Камчатка, ЮЗК - Юго-Западные Курилы, И - острова Изу (Япония).

На диаграмме Готтини-Ритмана (95) в системе координат $\lg \Gamma - \lg \delta$ (рис. 20) ареал фигуративных точек вулканитов среднеюрского возраста оказался в пределах поля лав вулканов орогенных поясов и островных дуг (В), включающих породы как толеитовой, так и известково-щелочной серий, что в данном случае, подчеркивая геодинамическую обстановку формирования пород, в то же время не предоставляет возможности разделения этих серий.

Достаточно четкой основой для разграничения толеитовой и известково-щелочной серий является диаграмма Куно (121), в которой использован коэффициент затвердения $\text{SI} = 100\text{MgO}/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и CaO , $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в качестве системы координат (рис. 21). Щелочно-известковый индекс Куно для пород среднеюрского комплекса имеет значение 22,5, что соответствует породам, входящим в известково-щелочную серию, в то время как толеитовые серии характеризуются значениями ниже 13 (см. также составленную нами диаграмму Куно

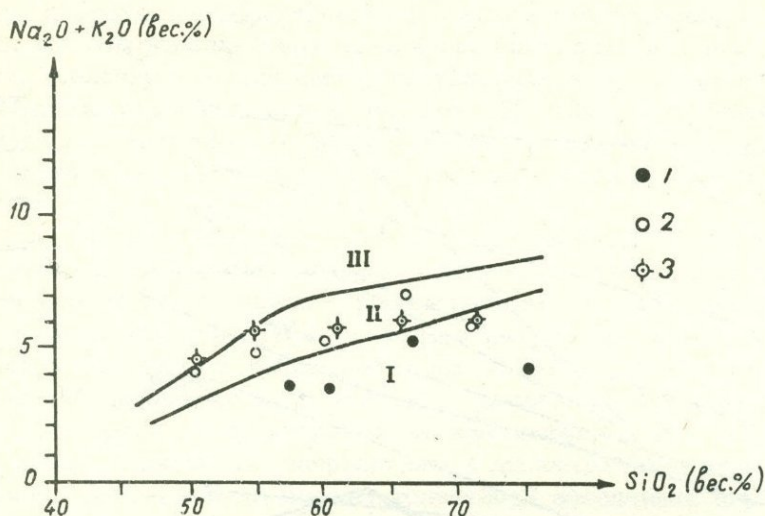


Рис.19. Диаграмма Куно $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для магматических комплексов Кафанского рудного района. Поля: 1 – толеитов, II – высокоглиноземистых пород, III – известково-щелочных пород. Возраст: 1 – среднеюрский, 2 – позднеюрско-раннемеловой, 3 – позднемеловой-палеогеновый.

(рис. 22) для толеитовой и известково-щелочной серий различных геотектонических областей мира с использованием химических анализов, приведенных в (108).

О принадлежности пород магматического комплекса среднеюрского возраста известково-щелочной серии свидетельствуют также результаты анализа диаграммы Мураты (122) в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - \text{MgO}, \text{CaO}$ (рис. 23), на которой для сравнения нами нанесены вариационные кривые изменения содержаний окислов магния и кальция в породах толеитовой серии провинции Изу-Хакон (химические анализы заимствованы из работы (121)). На диаграмме вполне отчетливо наблюдаются совершенно отличные как поведение, так и абсолютные содержания этих окислов по ходу дифференциации магматических расплавов толеитов и известково-щелочных пород по мере постепенного уменьшения значений отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, указывающего на изменение состава плагиоклаза от основного к кислому.

Таким образом, вышеприведенный анализ позволяет нам сделать вывод о принадлежности комплекса магматитов среднеюрского возраста известково-щелочной серии, но с явной тенденцией в сторону толеитовой ассоциации (известковой серии пород (75)); по величине индекса Пикокса (123) породы среднеюрского комплекса попадают в известковую серию – 62,0 (рис. 24). Это может говорить о возможности наличия островодужных толеитов ниже по разрезу Кафана.

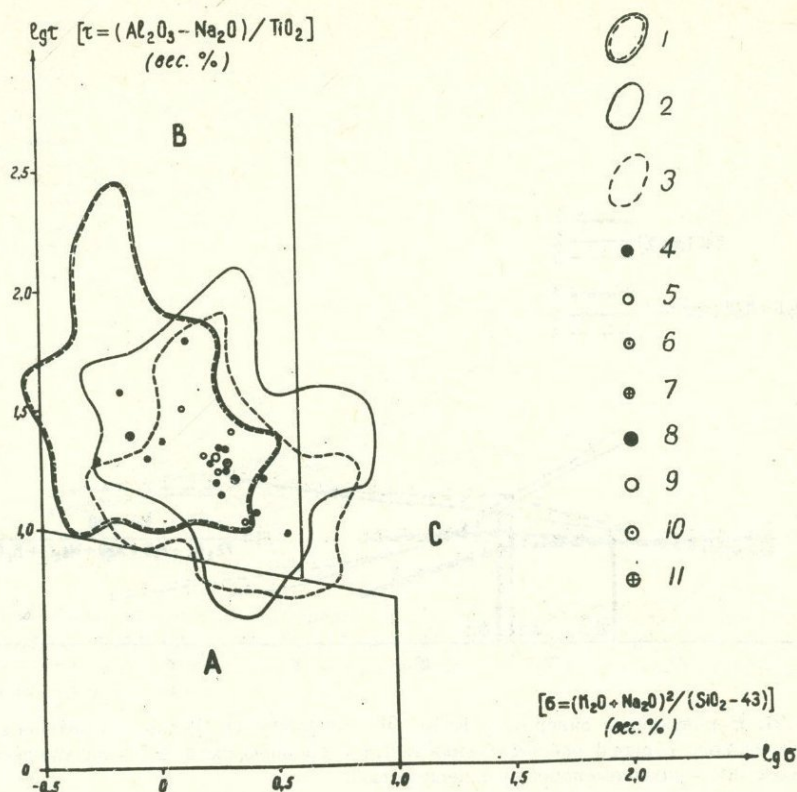


Рис. 20. Диаграмма Готтини-Риттмана $lg\tau - lg\sigma$ для магматических комплексов Кафанского рудного района. Поля: А - лавы вулканов неорогенных регионов, В - лавы вулканов орогенных поясов и островных дуг, С - щелочные дериваты А и В. Контурные поля развития фигуративных точек пород: 1 - средней юры, 2 - верхней юры - нижнего мела, 3 - верхнего мела-палеогена. Фигуративные точки средних составов пород: 4 - среднеюрских, 5 - верхнеюрско-нижнемеловых, 6 - верхнемеловых - палеогеновых, 7 - средние по Дэли. Фигуративные точки вычисленных средних от средних составов пород: 8 - среднеюрского, 9 - верхнеюрско-нижнемелового, 10 - верхнемелового - палеогенового, 11 - по Дэли.

Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс. О принадлежности пород этого возрастного комплекса известково-щелочной серии в первую очередь свидетельствует величина индекса затвердевания Куно $SI = 18,0$ (рис. 21). По значению индекса Пиккока, равного $59,2$ (рис. 24), составляющие данного комплекса также входят в известково-щелочную серию пород (так называемый тихоокеанский тип).

На диаграмме Готтини-Ритмана (рис. 20) ареал распространения фигуративных точек пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса в основ-

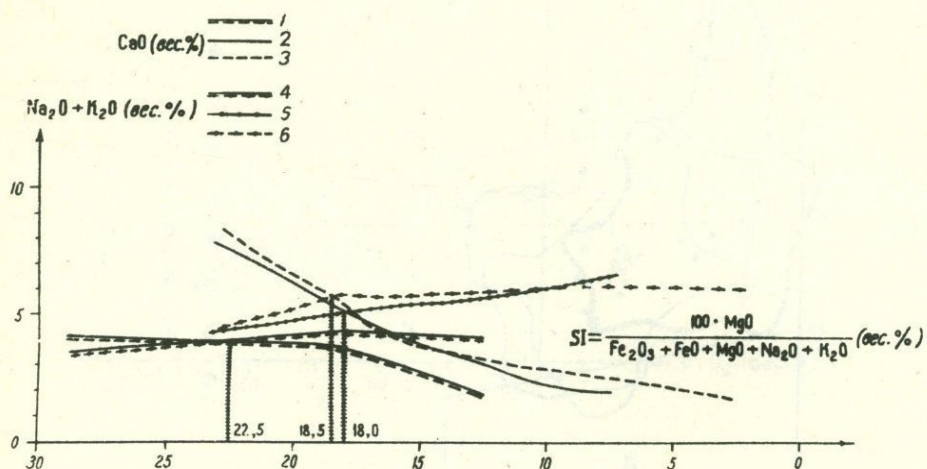


Рис. 21. Вариационная диаграмма Куно $SI - CaO, (Na_2O + K_2O)$ для магматических комплексов Кафанского рудного района. Возраст: 1,4 - среднеюрский; 2,5 - позднеюрский-ранне-меловой; 3,6 - позднемеловой - палеогеновый.

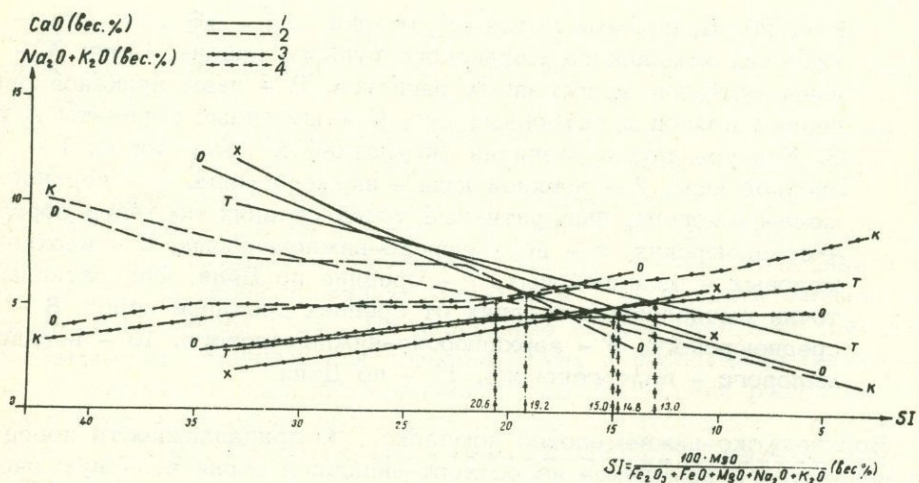


Рис. 22. Вариационная диаграмма Куно $SI - CaO, (Na_2O + K_2O)$ (для толеитовой и известково-щелочной серий). 1,3 - толеитовая серия; 2,4 - известково-щелочная серия. Т - толеитовые диабазы континентов и продукты их дифференциации, О - толеиты и известково-щелочные породы островных дуг, Х - толеиты и их дифференциаты провинции Худзи (Япония), К - известково-щелочные породы Каскадных гор (США).

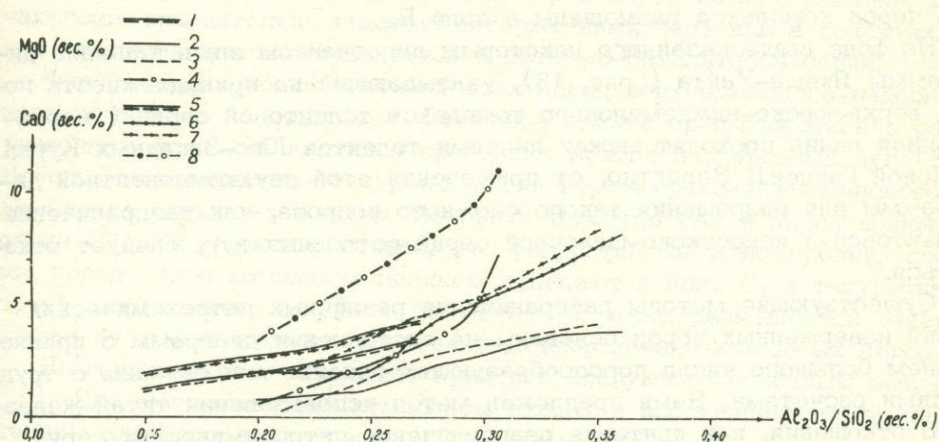


Рис. 23. Вариационная диаграмма Мураты $Al_2O_3 / SiO_2 - MgO, CaO$ для магматических комплексов Кафанского рудного района. Возраст: 1,5 - среднеюрский; 2,6 - позднеюрско-раннемеловой; 3,7 - позднемеловой - палеогеновый; 4,8 - островодужные толеиты провинции Изу-Хакон (Япония).

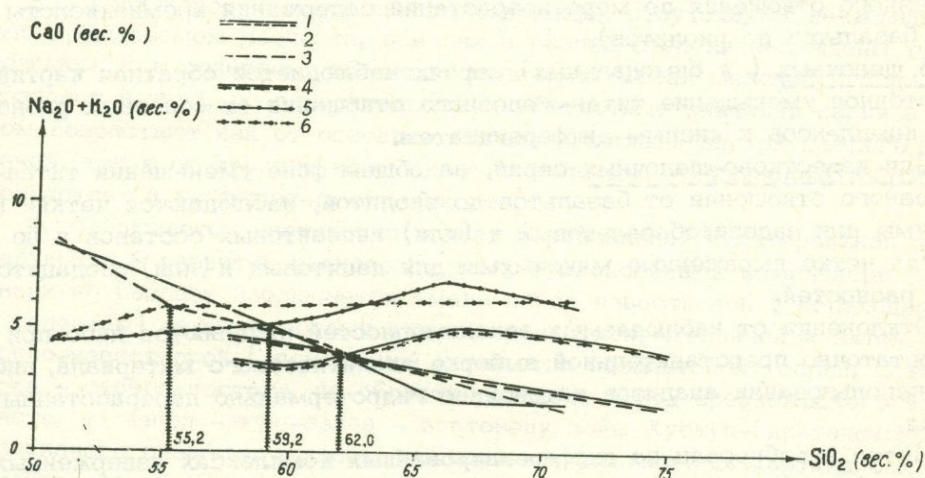


Рис. 24. Вариационная диаграмма Пикока $SiO_2 - CaO, (Na_2O + K_2O)$ для магматических комплексов Кафанского рудного района. Возраст: 1,4 - среднеюрский; 2,5 - позднеюрско-раннемеловой; 3,6 - позднемеловой-палеогеновый.

ном размещен в поле лав вулканов орогенных поясов и островных дуг (В); однако он частично входит и в поле вулканов неорогенных регионов (А), куда попадает часть даек основного состава, а некоторые дайки с трахиандезитодацитовым уклоном попадают в поле С — щелочных дериватов пород А и В. Однако все фигуративные точки средних составов пород комплекса размещены в поле В.

На фоне вышесказанного некоторым диссонансом звучит анализ диаграммы Якеша-Уайта (рис. 18), указывающий на принадлежность пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса толеитовой серии (вариационная линия проходит между линиями толеитов Юго-Западных Курил и Новой Гвинеи). Вероятно, от применения этой двухкомпонентной диаграммы для разрешения такого сложного вопроса, как разграничение толеитовой и известково-щелочной серий островных дуг, следует отказаться.

Существующие методы разграничения различных петрохимических серий изверженных пород основаны на составлении диаграмм с привлечением большого числа пороодообразующих окислов или связаны с трудоемкими расчетами. Нами предложен метод использования титан-железного отношения, как критерия разграничения петрохимических серий дифференцированных комплексов магматических пород (25). Составляются диаграммы в системе координат $100 \text{ TiO}_2(\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{SiO}_2$, где окислы берутся в весовых процентах. По характеру вариаций титан-железного отношения определяется принадлежность комплекса пород толеитовой, известково-щелочной или щелочной сериям.

Толеитовые серии характеризуются монотонным возрастанием титан-железного отношения по мере возрастания содержания кремнекислоты (от базальтов до риолитов).

В щелочных (и бимодальных) сериях наблюдается обратная картина — монотонное уменьшение титан-железного отношения от основных разностей комплексов к кислым дифференциатам.

Для известково-щелочных серий, на общем фоне уменьшения титан-железного отношения от базальтов до риолитов, наблюдаются четкие минимумы для андезитобазальтовых и (или) андезитовых составов и не всегда четко выраженные максимумы для дацитовых и (или) риодацитовых разностей.

Отклонения от наблюдаемых закономерностей появляются либо при недостаточно представительной выборке аналитического материала, либо при использовании анализов интенсивно гидротермально переработанных пород.

Метод апробирован на дифференцированных комплексах изверженных пород, сформированных в самых различных геодинамических обстановках разных регионов как Советского Союза, так и зарубежных стран.

Верхнемеловой-палеогеновый комплекс. На диаграмме Пикока (рис. 24) кривые содержаний CaO и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ пересекаются при значении $\text{SiO}_2 = 55,2\%$, что указывает на принадлежность пород этого комплекса щелочноизвестковой серии (123). Правильность этого вывода доказывается и значением индекса затвердевания Куно, равным $SI = 18,0$ (рис. 21), который очень близок таковому верхнеюрско-нижнемелового комплекса ($SI = 18,5$).

На диаграмме Якеша-Уайта (рис. 18) вариационная линия пород поздне-

мелового-палеогенового возраста проходит между линиями известково-щелочных серий Восточной Камчатки и Новой Гвинеи, что не отражает (хотя бы частично) принадлежность части пород этого комплекса щелочно-базальтовой серии. Это еще раз убеждает нас в непригодности данной диаграммы при разграничении различных серий пород нашего региона, отличающихся сравнительно низкими содержаниями K_2O как в толеитах, так и в породах известково-щелочной и щелочно-базальтовой серий.

Фигуративные точки составов всех пород верхнемелового-палеогенового комплекса на диаграмме Готтини-Ритмана преимущественно размещены в поле лав вулканов орогенных поясов и островных дуг (В). Небольшое количество точек, как и для верхнеюрско-нижнемелового комплекса, залегает в полях типичных толеитов (А) и пород щелочной серии (С). Подчеркнем, однако, что фигуративные точки средних составов пород этого комплекса целиком попадают в поле В, а фигуративная точка вычисленного среднего состава всех пород размещается очень близко от точки среднего состава верхнеюрско-нижнемеловых пород.

Вышеприведенное позволяет придти к следующим основным выводам:

1. Все магматические комплексы входят в ассоциацию пород, характерную для орогенных поясов и островных дуг.

2. Породы всех возрастных комплексов принадлежат известково-щелочной серии (в широком понимании), однако, если породы наиболее древнего среднеюрского комплекса являются переходными от известково-щелочной серии к толеитовой (известковой), то самые молодые образования района ($K_2 - F$) имеют тенденцию перехода в щелочно-базальтовую (щелочно-известковую) серию.

3. Среди пород исследованных комплексов отсутствуют ненасыщенные кремнеземом разности, все они в разной степени обогащены глиноземом и, в основном, обеднены щелочами. Среди щелочей всегда преобладает натрий, но относительные и абсолютные значения калия в целом возрастают как от основных членов к кислым внутри каждого комплекса, так и от древних комплексов к молодым. Аналогичным образом возрастает и коэффициент агпаитности.

4. Наблюдается достаточно четкая вертикальная и латеральная зональность в развитии разновозрастных вулканогенных комплексов: вверх по разрезу наблюдается смена пород известковой (переходной к толеитам) серии породами типично известково-щелочной и затем щелочно-известковой (переходной к щелочно-базальтовой) серий. С востока - северо-востока, из области развития пород среднеюрского возраста, на запад - юго-запад - в сторону зоны Хуступ-Гиратахского глубинного разлома, в целом наблюдается аналогичная картина смены разновозрастных и разнотипных вулканогенных серий.

5. Наличие подобной зональности, присущей всем современным и реконструированным островодужным системам, позволяет говорить о наличии в пределах Кафанского рудного района сегмента палеострофанной дуги, закономерно развивавшейся в течение юры-палеогена, обращенной своей фронтальной частью к востоку-северо-востоку с вероятно перекрытыми в настоящее время выходом палеозоны Бенъоффа на востоке (СВ) и терригенным палеопрогибом - на западе (ЮЗ).

6. Возможность наличия вулканитов основного состава толеитовой серии ранне-среднеюрского возраста как на востоке - северо-востоке

(в сторону палеоокеана), так и на глубине (фундамент островной дуги) в значительной степени расширяет перспективы обнаружения типичных медноколчеданных руд (типа уральского), а в пределах развития всех имеющихся магматических комплексов, принадлежащих известково-щелочной и промежуточным сериям, можно ожидать колчеданно-полиметаллический с золотом, медно-порфировый и медно-молибденовый типы оруденения, отдельные месторождения и рудопроявления которых известны в настоящее время в пределах Кафанского района.

3. СТРУКТУРА РУДНОГО РАЙОНА

3. 1. ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ МАЛОГО КАВКАЗА

Территория Армянской ССР занимает центральную часть мегаантиклинория Малого Кавказа, входящего в состав Понтийско-Малокавказской дуги Средиземноморского складчатого пояса (17). Почти во всех моделях тектонического строения Малого Кавказа и сопредельных территорий, предложенных многими исследователями (Ф. Освальд, В.П. Ренгартен, А.Н. Леонтьев, В.Е. Хаин, Л.А. Варданянц, А.Т. Асланян, К.Н. Паффенгольц, А.А. Габриелян и др.), отмечается закономерное расположение 5-6 вытянутых в СЗ направлении тектоно-формационных зон, представленных синклинорными и антиклинорными структурами. Согласно данным А. Т. Аслана с соавторами (17), вся совокупность этих структур образует выгнутую к С-СВ дугу, шириной около 200 км, которая выклинивается как в сторону Анатолии, так и Ирана. По этим же данным, в пределах армянской части Малого Кавказа с севера на юг выделяются следующие структурно-формационные единицы: Предмалокавказская синклинорная, Сомхето-Карабахская антиклинорная, Севано-Акеринская синклинорная, Кафанская моноклиналиная, Мисхано-Зангезурская антиклинорная, Еревано-Ордубадская синклинорная, Приараксинская синклинорная зоны. Они имеют ширину 35-40 км и граничат друг с другом обычно по флексурам или разломам глубокого заложения, в большинстве случаев фиксируемым как геологическими, так и геофизическими методами.

Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны, помимо возрастного, формационного, металлогенического и других признаков сходства, располагаются в одной полосе регионального градиента силы тяжести. Таким образом, нам кажется правомерным объединение этих зон А.А. Габриеляном (35) в единую Сомхето-Кафанскую тектоническую зону. Вышеотмеченная полоса регионального градиента проходит вдоль западной границы Кафанской зоны, а затем в районе гор. Горис круто поворачивает на северо-восток, огибает Карабахское нагорье и далее, после второго поворота на северо-запад, следует вдоль Сомхето-Карабахской зоны. Резкие повороты полосы регионального градиента свидетельствуют о наличии крупной поперечной тектонической структуры, расположенной между этими зонами (17).

За последние годы, в связи с развитием идей мобилизма, для Альпийской складчатой системы в целом и, в частности, для Кавказа (и Малого Кавказа) был предложен ряд геодинамических моделей фанерозойского развития региона (1,2,3,5,6,7,26,28,29,36,37,86,87,92,97,117, 118).

Всю совокупность выдвинутых моделей можно разделить на две группы, отличающиеся друг от друга интерпретацией, в основном, тектонических и петрологических данных, позволяющих судить о характере движений и взаимодействия литосферных плит и их фрагментов. В первую очередь это касается установления активных окраин Восточно-Европейской и Афро-Аравийской континентальных плит, разделенных океанической плитой Тетиса, существовавшей, по крайней мере, с раннего палеозоя до палеогена включительно.

Согласно первой группе моделей, в течение палеозоя (3,6,7,29), а затем унаследовано — мезозоя и кайнозоя (1,2,5,7,36,92,117) на южной окраине Восточно-Европейского континента возникают разновозрастные островные дуги в результате субдукции океанической плиты соответственно Палеотетиса и Тетиса в северном направлении.

Наиболее детальной и всеобъемлющей, с выделением различных геодинамических морфоструктурных единиц (зоны субдукции, островные дуги, интрадуговые рифты, окраинные моря и т.п.) и с учетом палеомагнитных, палеоклиматических и палеобиогеографических данных на фоне изучения полярности развития магматизма и метаморфизма, является геодинамическая модель Ш.А. Адамия с соавторами (7), согласно которой интересующая нас Понтийско-Закавказская островная дуга (и ее восточная часть — Сомхето-Кафанская зона) развивалась в течение мезо-кайнозоя в пределах южной активной окраины Восточно-Европейского континента над падающей к северу зоной субдукции, маркирующейся в настоящее время Анатолийско-Малокавказской офиолитовой шовной зоной. Последняя формировалась в результате коллизии в позднем неокоме-альбе Ирано-Турецкого (Ирано-Западноармянского) микроконтинента (отделенного от Афро-Аравийского континента при раскрытии южной ветви Мезотетиса — Тавро-Загросского океанического бассейна) с Понтийско-Закавказской островной дугой.

Вторая группа моделей (26,87,117) предполагает противоположное, то есть югонаправленное падение зоны субдукции в течение юры-палеогена.

К.М. Мурадяном (87) на Малом Кавказе и на сопредельных территориях с севера на юг выделяются следующие три поясовые островодужные палеоморфоструктурные элементы: 1) глубоководный желоб (Центральночерноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийский); 2) вулканическая островная дуга, эволюционирующая поэтапно в течение J-F (Понтийско-Сомхето-Агдамско-Эльбурская — J — K₂, Понтийско-Аджаро-Триалетско-Куринско-Эльбурская и Северо-Анатолийско-Амасия-Севано-Акеринско-Исфаганская — K₂, Эрзинджан-Амасия-Севано-Айондзор-Иранская — F₂₊₃); 3) тыловой — окраинный бассейн (Анатолийско-Се-

вано-Акеринско-Тегеранский и Исфаганский), переходящий в пассивную континентальную окраину (Аравийско-Западноармянско-Центральноиранская).

С.О. Ачикгёзяном с соавторами (26) в пределах Кафанского сегмента Понтийско-Закавказской палеоостровной дуги была установлена в целом югонаправленная латеральная петрохимическая зональность в развитии магматических комплексов J_2 , $J_3 - K_1$, $K_2 - F$ возрастов, на основании чего было сделано предположение об обращенности фронтальной части островной дуги к северо-востоку - востоку, и, соответственно, о падающей на юго-запад - запад палеозоне Бенъофа, выход которой на земную поверхность в настоящее время, вероятно, совпадает с Рионо-Куринской депрессией.

Таким образом, приверженцы разных групп моделей, принимая факт развития Понтийско-Закавказской складчатой зоны в режиме островных дуг в течение $J - F$, расходятся в мнении о положении и направлении движения субдуцирующей океанической плиты, что имеет первостепенное значение для выяснения металлогенических особенностей рассматриваемого региона.

Выдвижение двух типов геодинамических моделей, предполагающих наличие почти диаметрально противоположных направлений субдукции, на первый взгляд наводит на мысль о несостоятельности одной из них. Однако детальное рассмотрение различных аспектов каждой из групп моделей приводит к выводу, что истина, вероятно, лежит где-то посередине.

Ниже попытаемся обосновать справедливость второй гипотезы по крайней мере для отрезка времени $J_3 - N_1$.

Соглашаясь с мнением исследователей, принимающих точку зрения северопадающей зоны субдукции (6 и др.) со среднего палеозоя до среднеюрского времени, мы считаем, что с начала верхней юры зона субдукции резко изменила свое направление к юг - юго-западу. Вкратце остановимся на тектонических событиях, предшествующих этому явлению.

Согласно палеотектоническим реконструкциям по палеомагнитным данным (14) с раннего карбона до позднего триаса Иранская (Ирано-Западноармянская) плита, оторвавшись от Афро-Аравийской платформы (вероятно по Тавро-Загросской зоне спрединга среднего палеозоя), совершила примерно 4000 км-овый дрейф в северном направлении, приближаясь к Восточно-Европейскому континенту, на южной активной окраине которого формировались (по двум северопадающим зонам Бенъофа) Большекавказская и Родопско-Понтийско-Закавказская незрелые палеозойские островные дуги (6). При этом, в течение палеозоя и раннего мезозоя, в результате конвергенции этих континентальных плит, океаническая плита Палеотетиса субдуцировала в северном направлении, сузилась, и северный пассивный край Ирано-Западноармянской плиты приблизился к палеозойским островным дугам до расстояния 700-800 км (14). Параллельно с формированием Большекавказской палеозойской островной дуги, в ее тыловой части, в пределах Передового хребта, раскрылся междугтовой рифт и образовалось окраинное море.

В течение $T_3 - J_2$, вероятно, сохранились те же геодинамические

условия, причем в J_1 проявления активного вулканизма незначительны, они резко усиливаются в J_2 и в пределах Понтийско-Закавказской палеозойской островной дуги (уже срединного массива, по (5)) формируется мощная (до 3 км) последовательно дифференцированная вулканогенная толща, сложенная породами известково-щелочной и, реже, шонитовой серий (5). За этот период окраинное море Большого Кавказа, существовавшее с палеозоя-триаса в тылу островной дуги, сильно расширилось. Об этом свидетельствуют палеомагнитные данные Б.З. Асанидзе и др. (14), согласно которым в ранней-средней юре Восточно-Европейская плита вместе с северной частью Закавказской островной дуги (Грузинская глыба с Дзирульским массивом) "отодвинулась" к северу от Локско-Карабахской и Болнисской зон Закавказской дуги на 8-10°, то есть примерно на 800-1000 км.

Таким образом, в конце J_2 (рис. 25) в пределах интересующей нас области Понтийско-Закавказской палеоостровной дуги с юга на север мы имеем следующие морфоструктурные элементы: 1) Ирано-Западноармянский микроконтинент, впаиванный в океаническую плиту Тетиса, которая еще больше сузилась после T_3 , в результате ее северной субдукции в течение $T_3 - J_2$; 2) глубоководный желоб (по которому океаническая плита Тетиса субдуцировала в северном направлении), маркирующийся ныне по Анатолийско-Закавказскому офиолитовому шву; 3) Понтийско-Закавказская среднеюрская островная дуга, продолжающаяся, в целом, развиваться на палеозойской островной дуге и 4) обширное окраинное море, превратившееся в расширяющийся малый океанический бассейн (шириной в 800-1000 км) в результате продолжения спрединга океанической коры вдоль заложенных в палеозое и заложившихся в юре рифтовых структур, одна из которых отторгла северную часть островной дуги (с Дзирульским кристаллическим массивом) от ее южной части (с Храмским и Локским массивами) и отодвинула ее к северу на 800-1000 км. Здесь интересно привести соображения А.Б. Мошашвили (86) об идентичности больших мощностей (26-27 км) "базальтового" слоя центральной части Куринской впадины и острова Исландия, лежащего, как известно, на продолжении Срединно-Атлантического хребта (зона спрединга).

В конце средней юры приблизившийся с юга к островной дуге Ирано-Западноармянский микроконтинент, очевидно, своим выдвинутым к север-северо-западу краем столкнулся с островной дугой, что привело к общему сжатию региона - прекращению вулканизма, проявлению складчатости, внедрению интрузивов, сужению окраинного моря и т.п., то есть проявилась предкелловейская фаза складчатости.^{х)}

х) Местоположение первоначального акта столкновения, вероятно, совпадает с областью Арзаканского кристаллического массива, где выпуклость островной дуги к северу наибольшая и в пределах которой почти отсутствуют выходы пород офиолитовой ассоциации (они, вероятно, интенсивно обдуцированы к югу и эродированы). Возможно с этой областью столкновения связано заложение близмеридионального Транскавказского поднятия.

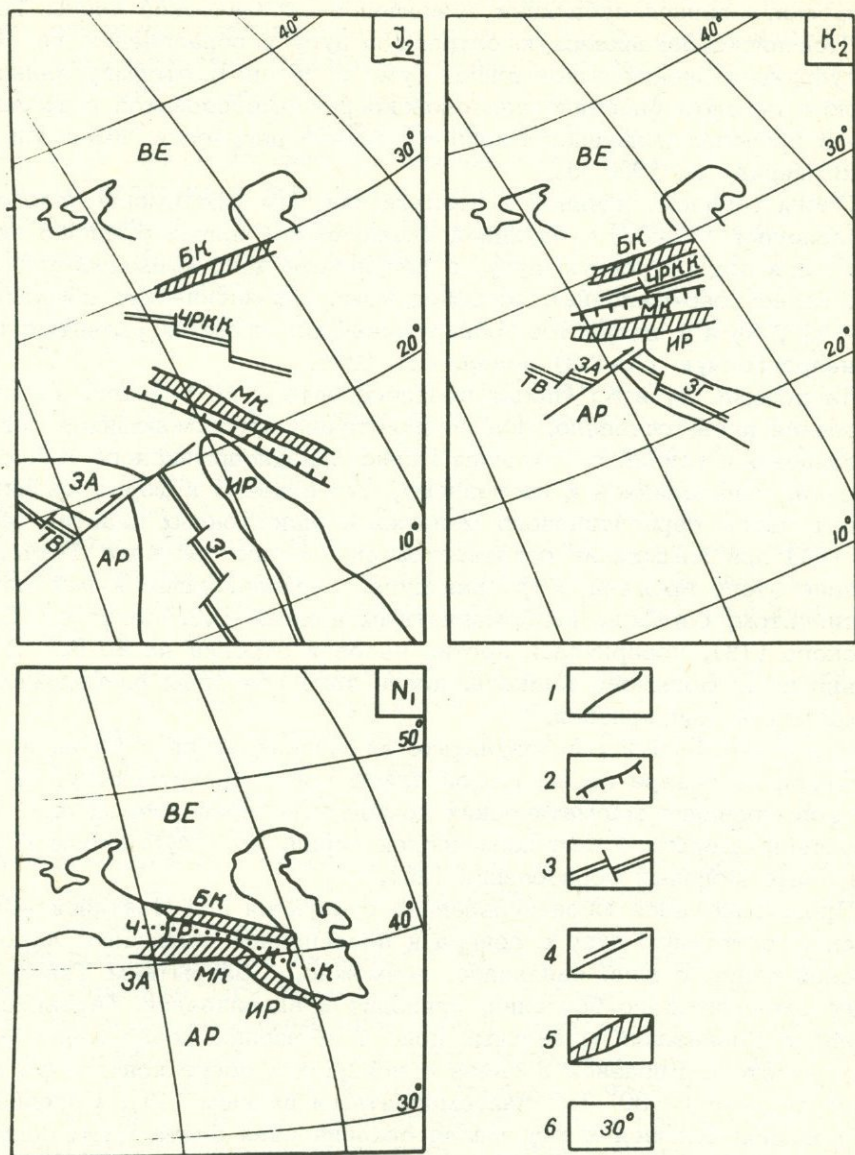


Рис. 25. Предполагаемые схемы геодинамической эволюции Малого Кавказа и сопредельных территорий за среднеюрско-ранненеогеновое время (с использованием данных Dewey et al., 1973, Асанидзе, Печерский, 1979; Асанидзе и др., 1980; Адамия и др., 1982 и др.). 1 - границы тектонических единиц; 2 - зоны субдукции; 3 - зоны спрединга; 4 - трансформные разломы; 5 - островные дуги; 6 - палеошироты.

Континентальные плиты и микроплиты: ВЕ - Восточно-Европейская, ЗА - Западноармянская, ИР - Иранская, АР - Аравийская. Островные дуги: БК - Большого Кавказа, МК - Малого Кавказа. Зоны аккреции океанических плит: ЧРКК - Черноморско-Рионо-Куринско-Каспийская, ТВ - Таврская, ЗГ - Загросская.

Это тектоническое событие, вероятно, привело к приостановлению северонаправленной субдукции сузившейся океанической плиты Тетиса под Понтийско-Закавказскую островную дугу и образованию новой зоны субдукции океанической плиты (уже с севера), сформированной в бывшем тыловом бассейне палеозойско-раннемезозойской островной дуги — в пределах нынешней Рионо-Куринской депрессии, имеющей в то время ширину до 1000 км.

Таким образом, начиная с поздней юры мы уже имеем дело с юго-направленной (Ю-ЮЗ) субдукцией океанической плиты бывшего крайнего моря под островную дугу, в результате чего формируются, в целом, известково-щелочные островодужные магматические комплексы $J_3 - K_1$, K_2 и F возрастов, обнаруживающих в своем развитии четкую югонаправленную (Ю-ЮЗ) полярность (26).

На рубеже K_1 и K_2 (после позднего апта и до раннего коньяка) островная дуга, очевидно, под воздействием продолжающихся северо-направленных усилий со стороны Ирано-Западноармянского микроконтинента, причленилась к последнему, что привело к формированию основной массы серпентинового меланжа и аллохтонных пластин офиолитов (64) при замыкании остатков океанического бассейна Тетис. В течение этого времени островная дуга с причлененным к ней микроконтинентом, согласно палеомагнитным данным Б.З.Асанидзе и Д.М.Печерского (13), повернулась против часовой стрелки на $40-50^\circ$ относительно зоны Большого Кавказа, после чего обе зоны расположились в субширотном направлении.

В течение K_2 и F , в результате югонаправленной субдукции, расположенной на севере океанической плиты под островную дугу, происходит формирование магматических комплексов, принадлежащих, в целом, известково-щелочной петрохимической серии, но с субщелочным уклоном более молодых образований (26).

Продолжающаяся югонаправленная субдукция под Понтийско-Закавказскую островную дугу с севера и постепенное сближение Афро-Аравийской плиты с юга, связанное, возможно, с закрытием Тавро-Загросского океанического бассейна, приводит к вдавливанию "Аравийского клина" в Кавказский мобильный пояс и смещению всего Кавказа к северу вместе с Евразией в связи с поворотом всего континента по часовой стрелке на 30° (по палеомагнитным данным (13)). Одновременно, пододвигающаяся к югу малая океаническая плита постепенно сокращает свои размеры и в настоящее время фиксируется в пределах Центрального Черноморья, Рионо-Куринской депрессии и Южного Каспия.

На фоне югонаправленной субдукции с севера — со стороны Рионо-Куринской депрессии и послепозднеюрского развития островной дуги, в тылу последней (в пределах шовной зоны сочленения Ирано-Западноармянского микроконтинента и Понтийско-Закавказской допозднеюрской островной дуги), а также юго-западнее нее, на блоке Ирано-Западноармянского микроконтинента, начинается формирование областей растяжения, приведших к раскрытию междугловых рифтов, фиксируемых в пределах Армянской ССР, вероятно, на месте Севанского (составляя ее часть), Вединского и Зангезурского офиолитовых поясов (18, 104).

В пределах Севанского офиолитового пояса развиты вулканиты, сформированные в самых различных геодинамических условиях и принадлежащие различным петрохимическим сериям: толеитовой, характерной для срединно-океанических хребтов и незрелых островных дуг, щелочно-базальтовой — для океанических островов и подводных гор, а также бимодальной, характерной для рифтовых зон (41, 93, 105). По нашему мнению, в этой сложно построенной шовной зоне переплетаются характерные черты вулканизма нескольких типов геодинамических обстановок, как продолжавшихся по инерции, так и вновь возникших в результате столкновения Ирано-Западноармянского микроконтинента с Понтийско-Закавказской островной дугой. Окончательное выяснение этого вопроса связано с детальным расчленением вулканических образований Севанского пояса.

Обстановку формирования междугеотектонического рифта в тылу островной дуги достаточно четко можно установить для Вединского офиолитового пояса. Здесь широко распространены толеитовые и щелочные базальтоиды, при подчиненном развитии андезитов известково-щелочного типа (93, 104).

Что же касается Зангезурского пояса, то петрохимические данные по вулканитам офиолитовой ассоциации, по нашему мнению, пока не дают четкого ответа на вопрос их формирования в обстановке раскрывающегося рифта, есть лишь некоторые данные о повышенной калиевой щелочности базальтоидов (105).

По нашему мнению, геодинамическая обстановка, установившаяся к концу палеогена, в целом сохраняется и поныне.^x Об этом может свидетельствовать анализ геофизических данных — теплового потока, гравиметрических, сейсмических и др.

Известно, что глубоководным желобам островодужных систем соответствуют термальные и гравитационные "желоба" (55). Такая полоса минимумов теплового потока прослеживается от восточной части Черного моря через Рионо-Куринскую депрессию к Южному Каспию (116). На большей части отмеченной полосы наблюдаются, в целом пониженные значения гравитационных аномалий (30, 76). В отличие от желобов, собственно островные дуги характеризуются высоким тепловым потоком и небольшими положительными аномалиями гравитационного поля (55). В пределах Закавказской островной дуги наблюдаются и повышенные значения теплового потока (115), и положительные аномалии силы тяжести (30). И, наконец, отметим наличие обнаруженных при прохождении профилей глубинного сейсмического зондирования (Нахичевань-Волгоград и Сухуми-Массалы) высокоскоростных включений в коре Рионо-Куринской впадины (7–7,8 км/с), являющихся аналогами выступов мантии под глубоководными впадинами Черного и Каспийского морей (90). Эти сейсмические данные подтверждают идею об аналогичном характере строения земной коры этих областей.

^x Проведенные А.Н. Вардапетяном (32) исследования по позднекайнозойским движениям плит Черноморского-Каспийского региона, в частности, указывают на то, что Южно-Каспийская микроплита на юге пододвигается под Западно-Иранскую и Малокавказскую плиты, что подтверждает наше мнение. Однако в то же самое время отмечается пододвигание Черноморской, Малокавказской и Южно-Каспийской плит под Евразийскую.

3. 2. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Согласно тектонической схеме районирования территории республики, Кафанский рудный район А. Т. Асланяном (16) рассматривается как пологоскладчатая моноклиальная зона шириной 30–35 км, погружающаяся к восток – северо-востоку, а также по простираению – в сторону оз. Севан и к р. Аракс, образуя крупную дугу, выгнутую к юго-западу.

По представлениям А.А.Габриеляна (35), Кафанский брахиантиклинорий входит в Сомхето–Кафанскую тектоническую зону, располагаясь на южном его окончании в виде отдельного сегмента.

Многими исследователями (9,11) в составе Кафанского сегмента рассматривается ряд антиклинальных и синклинальных линейно-брахиформных структур, в целом составляющих антиклинорное сооружение, охватывающее территорию рудного района от р. Воротан до Цавского интрузивного массива на юге.

Анализ полевых исследований и результатов лабораторных экспериментов позволил Э.В.Ананяну (11) высказать мнение о формировании Кафанского брахиантиклинория путем поперечного изгиба слоев под влиянием вертикально действовавших тектонических сил.

Первые сведения о вулканической природе некоторых структур в Кафанском районе содержатся в работах Ю.А.Лейе (72).

По представлениям Р.А.Саркисяна (101) в пределах Кафанского рудного поля в среднеюрское время существовало вулканическое поднятие, которое в последующие фазы складкообразования осложнилось в связи с проявлением складчатой и разрывной тектоники.

За последние годы на территории рудного района Ачикгезяном С.О., Зограбяном С.А., Мирзояном Г.Г., Саркисяном Р.А. проведены детальные геолого–картировочные работы с выделением различных фаций вулканогенных, вулканогенно–осадочных, экструживно–субвулканических и дайковых образований с целью выявления и реконструкции палеовулканических структур (84). Анализ фактического материала позволяет критически пересмотреть прежние представления о структуре рудного района и выделить ряд разновозрастных вулканических аппаратов.

Отнесение закартированных вулканических центров к той или иной возрастной группе основано, в первую очередь, на геологических данных, исходя из возраста фаунистически охарактеризованных вулканогенно–осадочных образований, тесно ассоциирующихся с комплексами вулканических пород. Наряду с этим принимались во внимание петрографический состав и петрохимические особенности лавовых, пирокластических, субвулканических и экструживных образований, слагающих отдельные структуры. При выяснении времени формирования вулканических аппаратов были использованы также данные определения абсолютного возраста вулканитов. Кроме того, учитывались сведения, полученные путем дешифрирования разномасштабных аэрофотоматериалов, фиксирующие примерное местоположение вулканических центров на основании наличия радиальных, кольцевых и секториальных разрывных структур.

При интерпретации геологических материалов, а также выделении вулканических и разрывных структур и описании глубинного строения рудного района использованы данные геофизических методов исследований (электроразведочный, сейсморазведочное профилирование, грави-

метрический, радиометрический и аэромагнитный), полученные Южной геофизической партией УГ, Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР, партией ВИРГ-а и другими организациями.

Представления о вулканической природе структур рудного района отнюдь не исключают возможность существования связанных нарушений, особенно на периферийных частях крупных вулканических сооружений, где большое развитие получают вулканогенно-осадочные и осадочные образования, например, по полосе сс. Давид-Бек, Кахнут, Егвард, Агарак.

Складчатость и мелкая гофрировка осадочных пород иногда наблюдается внутри отдельных тектонических блоков и непосредственно у самих разрывных нарушений. При анализе элементов залегания линз, пачек и прослоев туфоосадочных и осадочных образований, находящихся на различных гипсометрических уровнях и имеющих большое распространение в северо-восточной части рудного района, легко устанавливается монотонное их падение на северо-восток под углами $20-30^{\circ}$, за исключением единичных замеров у сс. Давид-Бек и Кахнут, указывающих на юго-западное падение пород. Однако, такое залегание известняков, по-видимому, вызвано их прорыванием породами субвулканической фации андезитодацитового состава и действием тектонического нарушения, у восточной окраины с. Кахнут.

Изменения элементов залегания пород, в целом, отмечаются в юго-восточном и южном флангах у сс. Сеидляр, Ахкенд, Гегануш, Вачаган, Шгарджик, где они падают на юго-восток $130-140^{\circ}$, под углами $25-30^{\circ}$. Аналогичные изменения элементов залегания пород от северо-восточного падения до западного фиксируются на северо-западе территории, в районе сс. Агвани, Малдаш, выс. Чур-Чур и хребта Хач-кар. Установление пликативных структур в юго-западной части территории затруднительно в связи с проявлением палеогенового вулканизма, резко нарушившего залегание юрско-меловых осадочных и вулканогенно-осадочных образований, местами находящихся, по нашим представлениям, среди молодых вулканитов в виде отдельных фрагментов.

Обобщение материалов дает возможность в пределах изученной территории выделить ряд крупных разновозрастных (среднеюрские, верхнеюрско-нижнемеловые и палеогеновые) вулканических структур типа стратовулканов (Кавартская, Антарашатская, Барцраванская, Чимянская и др.). В пределах отдельных вулканических сооружений часто фиксируются несколько побочных или латеральных центров, продукты извержения которых нередко осложняют общую структуру и создают трудности при палеовулканических реконструкциях.

Среднеюрские вулканические центры располагаются в северо-западном направлении по линии Кафан-Саядкар-ферма Чанахчи, образуя, в целом, удлиненную, положительную структуру, контролируемую, по-видимому, крупным магмоподводящим глубинным разломом, проходящим вдоль долины р. Халадж. Субпараллельно этой же крупной разрывной структуре, по обоим ее крыльям, размещены и мелкие вулканические аппараты позднеюрско-раннемелового возраста.

Ниже вкратце остановимся на описании разновозрастных вулканических структур.

а) Центры вулканических извержений среднеюрского возраста карти-

руются с большим трудом, вследствие эродированности и плохой сохранности пород различных фаций, а также из-за интенсивной гидротермальной их переработанности. Однако, различное сочетание и пространственное совмещение пород жерловой и околожерловой, экструзивно-субвулканической и эффузивной фаций с учетом структурных элементов позволяют выделить наиболее вероятные местоположения вулканических центров среднеюрского возраста. К ним относятся Шаумянский, Катарский, Неркин-Вачаганский, Кавартский, Норашикский, Антарашатский, Чанахчинский. Наиболее крупными из них являются Кавартская и Антарашатская вулканические постройки.

В пределах Кавартской постройки развиты миндалекаменные андезиты, андезитобазальты, андезитодациты, туфы, игнимбриты, жерловые и околожерловые брекчии андезито-дацитового состава, а также субвулканические тела кварцевых андезитов, кварцевых дацитов и риодацитов. Здесь широким распространением пользуются вторичные кварциты и локальные пропилиты, развитые по жерловым и субвулканическим образованиям средне-кислого состава. В районе постройки развиты различно ориентированные разрывные линейные (Мец-Магаринское, Башкентское, Восточно-Саядкарское и др.), а также кольцевые и полукольцевые нарушения, придавая ей мозаичноблоковое строение. К описываемому сооружению приурочено Кафанское медноколчеданное месторождение.

Антарашатская постройка. В верховьях р. Халадж выделено другое крупное сооружение, в пределах которого откартированы лавы и брекчиевые лавы миндалекаменных андезит-андезитобазальтов, андезитодацитов, туфы, игнимбриты кварцевых дацитов, жерловые и околожерловые брекчии дацитового состава и штокообразное тело кварцевых дацитов. В районе этого сооружения установлен ряд кольцевых, секториальных и радиальных разрывных нарушений, подчеркивающих вулканическую природу данной структуры.

Сравнительно мелкие вулканические центры среднеюрского возраста выделены по совокупности и пространственной совмещенности жерловых, околожерловых брекчий и субвулканических тел андезитового, андезитодацитового (Шаумянский, Неркин-Вачаганский, Катарский, Дзорастанский) или дацитового (Чанахчинский, Норашикский) составов. Кроме этого, принимались во внимание участки наибольшей концентрации жильных пород, их состав и пространственное размещение, а также наличие кольцевых и радиальных структур. Важное место занимает также выявление участков пород, подвергшихся интенсивным метасоматическим преобразованиям, что может косвенно указать на существование наиболее проницаемых зон, т.е. на близость вулканического центра. Так, например, в пределах Норашикского вулканического аппарата установлены андезиты, гиадокластиты миндалекаменных андезитов и субвулканическое тело кварцевых дацитов с небольшими выходами жерловых брекчий. Здесь развиты минеральные фации вторичных кварцитов и пропилитов, а также ряд кольцевых структур.

Следует отметить, что по сейсморазведочным и магниторазведочным работам (109) выделена Норашикская вулканоструктура, центр которой находится "в области сочленения кольцевых структур с широтной тектоно-магматической зоной". Последняя соединяется с центром Арцваникской вулканоструктуры четвертичного возраста.

В пределах Шаумянского вулканического аппарата выделены субвулканические кварцевые андезиты (барабатумские), инъекционные вулканические брекчии кварцевых андезитов (49,50) и дайки андезитового, андезитодацитового и базальтового составов. По породам жерловой и субвулканической фаций широко развиты процессы вторичного окварцевания и пропилитизации. К этой вулканической структуре приурочено Шаумянское золото-полиметаллическое месторождение.

б) Верхнеюрско-нижнемеловые вулканические структуры

Наиболее крупное из выявленных палеовулканических сооружений этого возраста – Барцраванское, находится в северной части рудного района в междуречье Кашуни и Воротан на территории, заключенной между сс. Агвани, Галидзор, Барцраван, Шурнух и Нор-Арачадзор.

Фундаментом вулканической постройки служат миндалекаменные андезитобазальты, их брекчиевые лавы, реже, туфы. Фрагменты склонов в значительной степени эродированного сооружения сложены андезитобазальтами, андезитами, дацитами и риодацитами, их игнимбритами и туфами.

Лавы и игнимбриты средне-основного и среднекислого составов сохранились, преимущественно, на восточном и южном склонах стратовулкана, в то время как северная и западная часть сооружения сложены, в основном, пирокластическими и вулканомиктовыми образованиями. В периферийных частях сооружения местами развиты линзы и мелкие прослойки мелководных и рифогенных известняков.

В строении Барцраванского сооружения выделяются по меньшей мере три вулканических аппарата, фиксируемых наличием жерловых брекчий, игнимбритов, реже, экструзивных тел риодацитового состава, которые нередко подвергнуты интенсивным воздействиям поствулканических газогидротермальных процессов с образованием вторичных кварцитов и пропилитов.

В центральной части постройки выступают штокообразной формы субвулканические тела кварцевых андезитов, кварцевых дацитов и кварцевых диорит-порфиритов. Последние в своих центральных частях приобретают облик порфировидных интрузивов, а в периферийных – образуют характерные автомагматические брекчии.

Данными сейсморазведки в пределах сооружения, на глубине, установлено наличие довольно крупного интрузивного тела, по нашим представлениям являющегося характерным для подобного типа структур гиповулканическим интрузивом, фиксирующим местоположение питающей камеры стратовулкана.

На изученных нами разномасштабных аэроснимках в районе Барцраванского вулканического сооружения четко фиксируется ряд полукольцевых и линейных структур, существование которых частично подтверждено полевыми наблюдениями и данными геофизических исследований. Указанные структуры придают территории постройки блоковое строение.

Отметим, что к северо-западной части Барцраванского вулканического сооружения приурочено одноименное золото-полиметаллическое рудопроявление. Наличие ряда благоприятных факторов позволяет нам обосновать перспективность на оруденение также северо-восточной и южной частей постройки.

Помимо вышеописанной крупной вулканической структуры на площадях развития верхнеюрско-нижнемеловых образований установлен ряд небольших, более или менее четко выраженных, вулканических аппаратов, фиксируемых сочетанием пород жерловой, околожерловой и субвулканической фаций, иногда подвергнутых неинтенсивной гидротермальной аргиллизации и пропилитизации. Подобные, относительно небольшие, вулканические аппараты, приуроченные к узлам пересечения разрывных нарушений преимущественно близширотного и северо-западного простираний, нередко в сочетании с кольцевыми и полукольцевыми структурами, закартированы нами в районах сс. Шгарджик, Верин Вачаган, Гехануш, Карачиман, Сизнак, Неркин Гедаклу, Шабадин, Доврус и выс. Пеллор.

в) Вулканические структуры палеогенового возраста в пределах исследуемой территории тяготеют к полосе Хуступ-Гиратахского регионального нарушения, протягиваясь в северо-западном направлении на 20-25 км.

По сравнению с юрско-меловыми структурами, вулканические аппараты палеогенового возраста сохранены сравнительно хорошо и в их пределах полнее представлены породы эффузивной, жерловой и экстрозивно-субвулканической фаций.

Крупномасштабное картирование, сопровождаемое палеовулканологическими исследованиями, позволило выявить ряд центров вулканической деятельности, среди которых наиболее крупными являются Хуступская, Комбахская, Чимянская, Малдашская группы вулканических аппаратов. Кроме того, выявлены и более мелкие, паразитические аппараты, которые, в основном, размещены вблизи вышеотмеченных крупных сооружений. Подробное описание этих построек приведено в главе 2.3.

3. 3. РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Исследованием структуры Кафанского рудного района и, особенно, самого месторождения занималось не одно поколение геологов. Среди них следует выделить работы А.Д.Эрна, В.Н.Котляра, В.Г.Грушевого, А.Л.Додина, Б.С.Вартапетяна, А.Е.Кочаряна, С.С.Ванюшина, Ю.А.Лейе, Ю.Г.Аветисяна, Э.В.Ананяна, Р.А.Саркисяна, С.А.Зограбяна, С.В.Саркисяна, Л.С.Аспаняна, Г.А.Амбарцумяна, О.В.Мирошниковой, А.А.Халатяна и др.

Выявление разрывных структур в пределах всего рудного района основано на геологических наблюдениях и дешифрировании разномасштабных аэрофотоснимков, а на самих месторождениях и примыкающих к ним рудных участках — непосредственным вскрытием горными выработками и буровыми скважинами.

Среди нарушений выделяются крутопадающие системы северо-западного, субширотного, близмеридионального и северо-восточного направлений. К ним относятся Хуступ-Гиратахский, Халаджский, Тандзаверский, Хотананский, Севакарский, Мец-Магаринский, Барабатум-Халаджский и др. нарушения.

Наиболее крупной разрывной структурой Зангезура является Хуступ-Гиратахское нарушение, представляющее собой южное продолжение Ширако-Зангезурского глубинного разлома.

Хуступ-Гиратахское нарушение разделяет Анкаван-Зангезурскую тектоническую зону от Кафанской. Морфологически зона разлома выражена несколькими субпараллельными швами близмеридионального северо-западного простирания ($330-340^{\circ}$), плоскости которых падают на запад под углами $70-85^{\circ}$. Общая мощность зоны разлома доходит до одного километра, в то время как отдельные ее швы, представленные перемятыми и раздробленными породами, имеют мощность в 40-50 метров.

Стратиграфические разрезы в крыльях этого глубинного разлома разные. Так, например, мощность мезокайнозойских образований в восточном крыле на 4800 м больше по сравнению с западным крылом (16).

По данным сейсмического профилирования, по Хуступ-Гиратахскому разлому породы западного блока приподняты относительно восточного примерно на 4 км.

Вдоль полосы Хуступ-Гиратахского разлома отмечается сильное расщепление вмещающих пород за исключением палеогеновых образований.

Халаджский разлом проходит вдоль долины одноименной реки, а южнее совх. Сюник - вдоль русла реки Вохчи. Он подсечен многочисленными поисково-структурными скважинами и вскрыт горными выработками. Разлом представлен зоной (мощностью в 5-15 м) перемятых и раздробленных пород северо-западного простирания с падением ее плоскости на северо-восток под углами $70-80^{\circ}$. Разлом протягивается в северо-западном направлении более чем на 20 км. Халаджский разлом нами рассматривается в качестве одного из важных структурных элементов разрывной тектоники рудного района. К зоне этого нарушения тяготеют многие выходы кислых субвулканических пород, а также ряд вулканических центров, которые, в целом, образуют вытянутую в северо-западном направлении цепочку вулканических построек. По данным аэромагнитной съемки северо-восточный фланг рудного района характеризуется аномалией положительной интенсивности, в то время как в пределах юго-западной части явно преобладают аномалии отрицательной интенсивности магнитного поля и границей их раздела является р. Халадж.

Тандзаверское нарушение протягивается на северо-запад примерно на 15 км с места впадения р. Хотанан в р. Халадж, далее на северо-запад, через перевал Аджимамед-юрт к с. Тандзавер и уходит под четвертичные базальты у с. Галидзор. Южнее с. Тандзавер разлом разветвляется, западная ветвь которого проходит через с. Антарашат. Тандзаверское нарушение разграничивает выходы кислых субвулканических образований (кварцевых дацитов и риодацитов) в полосе Тандзавер-Галидзор. Плоскость нарушения падает на северо-восток под крутыми углами ($70-80^{\circ}$). Судя по расположению выходов известняков, по этому нарушению происходили небольшие смещения с поднятием висячего блока (район с. Барцраван).

Хотананское нарушение (аз. падения $300-310^{\circ}$, угол падения $70-75^{\circ}$) протягивается на 10 км от с. Арачадзор через с. Неркин Хотанан до с. Шамсуз. По плоскости этой структуры породы основания верхней юры смещены на значительную амплитуду (в плане видимое смещение составляет примерно 1500 м); юго-восточный блок (лежащее крыло) приподнят.

Севакарское нарушение проходит западнее г. Пеллор через с. Севакар в направлении дома отдыха Кармракар и, возможно, оно является северо-восточным продолжением Барабатум-Халаджского разлома, который очень четко картируется в горных выработках Шаумянского месторождения. Это нарушение хотя и хорошо дешифрируется, но по нему значительных блоковых перемещений пород практически не устанавливается.

По двум наиболее крупным разломам (Мец-Магаринскому и Барабатум-Халаджскому) площадь месторождения делится на три блока, размером $8-10 \text{ км}^2$ каждый. По этим же нарушениям устанавливаются крупноамплитудные перемещения блоков, причем Западный блок опущен относительно Центрального блока, а Восточный — поднят относительно Центрального.

Мец-Магаринское нарушение имеет северо-западное простирание ($330-350^\circ$), падение близвертикальное. Он прослежен на расстоянии почти 9 км от старой обогатительной фабрики на юге до бассейна р. Халадж на севере.

Почти во всех разведочных горизонтах зона разлома выражена двумя-тремя швами, выполненными глинистой массой, мощность которых составляет 10-30 см. По мере удаления от этих швов в обе стороны происходит уменьшение степени раздробленности пород. Ширина зоны разлома колеблется в широких пределах от 10 до 70 м (при средней мощности 20-30 м).

Сложность геологического строения, а также отсутствие маркирующих горизонтов в пределах месторождения, затрудняют определение амплитуд смещения по разломам, чем и объясняются разногласия исследователей по этому вопросу. Разлинование и будинаж диабазовых даек, находящихся в зоне разлома, наличие растасканных и раздробленных жил кварц-пирит-халькопиритового состава как внутри зоны нарушения, так и вдоль его восточного шва, а также смещение верхнеюрских вулканитов свидетельствуют о постверхнеюрских крупноамплитудных (до 0,5 км) перемещениях по Мец-Магаринскому нарушению с опусканием западного крыла.

Барабатум-Халаджское нарушение прослеживается на левом берегу р. Вохчи, а северо-восточное продолжение его фиксируется восточнее с. Барабатум и в верховьях руч. Чинар. Зона нарушения имеет северо-восточное простирание ($20-40^\circ$), с падением на северо-запад под углом $60-75^\circ$. Он подсечен горными выработками рудника Барабатум, Шаумянского месторождения и Транспортной штольней. Зона разлома представлена рядом сближенных тектонических трещин, к которым прилегают сильно раздробленные и перемятые породы. Особенно интенсивная развальцованность наблюдается вдоль всякого бока нарушения по контакту с верхнеюрскими породами. Вдоль всякого контакта увеличивается трещиноватость пород, которая ориентирована косо и параллельно к основному направлению зоны нарушения, являясь оперяющей структурой.

В результате проявления послеверхнеюрских дислокаций по разлому приведены в контакт образования средней и верхней юры. Юго-восточный блок приподнят по нарушению на 700-800 м. По данным Ю.А. Лейе

амплитуда смещения по этому нарушению составляет 1300 м в горизонтальной плоскости, в то время как В.Т.Акопян и А.Г.Казарян оценивают ее 0,4–0,5 км.

Башкендский разлом на поверхности фиксируется на левом берегу руч. Башкенд в районе шт. № 2 (Саралых) и Катарского водораздела. Его северо-восточное окончание устанавливается вблизи устья Верхне-Кавартского ручья, где он сочленяется с Мец-Магаринским нарушением.⁴

Башкендский разлом хорошо картируется во многих горных выработках месторождения, где он представлен многочисленными зонами с глиной трения и перемятыми породами общей мощностью от 5 до 40 м, аз. простираения 10–15°, падает на северо-запад под углом 65–75°. В зоне разлома наблюдаются различно ориентированные зеркала скольжения, указывающие на многократность подвижек вдоль плоскостей нарушения.

Дорудный возраст разлома определяется присутствием в его зоне рудных жил (интенсивно раздробленных и будинированных) и появлением на его стыках с другими нарушениями (Мец-Магаринским и Западно-Саядкарским) дорудных субвулканических тел кварцевых дацитов среднеюрского возраста. Послеверхнеюрскими подвижками по этому нарушению приведены в контакт верхнебайосские и оксфорд-кимериджские образования.

Восточно- и Западно-Саядкарские разломы сочленяются с Башкендским и почти параллельно друг другу простираются в северо-западном направлении (320–340°), падая на северо-восток под углами 50–80° (Восточно-Саядкарский несколько положе). Они прослежены как на поверхности, так и в горных выработках. На верхних горизонтах мощность их составляет 20–30 м, в то время как на нижних горизонтах швы с глиной притирания и сопровождающих их раздробленные породы в целом имеют мощность до 1–2 м. Юго-восточное продолжение этих нарушений за Башкендским разломом не установлено.

Относительно времени заложения этих нарушений ничего определенного сказать нельзя. Можно констатировать лишь то, что вдоль них концентрируются выходы субвулканических и дайковых тел кислого состава. По Восточно-Саядкарскому разлому происходили подвижки, приведшие к опусканию верхнеюрских пород вдоль его висячего бока. Амплитуда вертикального смещения его в зоне разлома меняется от десятков метров до 100 м. Величина смещения блоков вдоль Западно-Саядкарского нарушения трудно определяется вследствие отсутствия маркирующих горизонтов, но она, видимо, не должна превышать первые десятки метров с поднятием восточного (висячего) блока.

Кавартджурское нарушение протягивается на 6–6,5 км в северо-западном и близмеридиональном направлениях и падает на восток под углами 40–65°. На поверхности нарушение прослеживается по левому берегу р. Каварт, в районе карьера открытых работ, и по контакту кварцевых андезитов с вмещающими породами. По простираению разлом во многих местах пересечен мелкими, более поздними нарушениями северо-восточного и восточного направления, смещающими его на амплитуду в первые десятки метров.

Зона Кавартджурского разлома характеризуется интенсивным огип-

сованием и перемятостью пород и невыдержанностью ее ширины от 20-30 м до 250 м. Как по простиранию, так и по падению нарушение имеет волнистое очертание.

Амплитуда смещения по Кавартджурскому разлому разными авторами определена в 120-200 м с опусканием лежачего крыла.

Каварткарский разлом проходит в северо-восточном направлении ($40-60^{\circ}$), падает преимущественно на северо-запад под крутыми углами ($70-90^{\circ}$). На поверхности он устанавливается у родника близ развалин с. Каварт, в верховье Нижнекавартского ручья по несоответствию литологических разрезов по его обоим берегам, а также по изгибу слоистых туффов и известковистых песчаников в сторону сместителя. Верхнеюрские породы при этом не затронуты смещениями, что указывает на доверхнеюрский возраст нарушения.

На правом берегу Нижнекавартского ручья обнажаются известняки, известковистые песчаники, туфы, конгломераты общей мощностью около 100 м, а на левом берегу — лавы и брекчиевые лавы андезитового состава. По нашему представлению, в бате-келловее произошло поднятие юго-восточного блока по Каварткарскому разлому, вследствие чего подверглись размыву слоистые вулканогенно-осадочные породы, ныне обнаженные в северо-западном опущенном блоке. Амплитуда смещения по этому разлому не должна превышать 100-120 м.

Западно-Тежадинский разлом прослеживается на поверхности протяженностью около 3 км, от шоссе (у аэропорта) до района шт. № 4 Шаумянского месторождения. Он простирается в близмеридиональном направлении ($340-350^{\circ}$) и падает на восток под углами $75-85^{\circ}$. Общая мощность зоны составляет 6-10 м. В верховьях Восточно-Шаумянского ручья по этому нарушению приведены в контакт верхнеюрские агломератовые туфы и барабатурские породы. Амплитуда смещения составляет 120 м с поднятием юго-восточного блока.

Западно-, Центральное- и Восточно-Шаумянские разломы простираются в северо-западном направлении ($320-350^{\circ}$), при крутом падении на северо-восток под углами $65-80^{\circ}$ (за исключением Центрального, падающего на юго-запад). Морфологически они представлены зоной перемятых и раздробленных пород с глиной притирания, общей мощностью до 5-10 м. Величина смещения по описываемым нарушениям не определяется вследствие однообразия пород по обе стороны разломов.

Безыманный разлом выходит напротив аэропорта, простирается в северо-восточном направлении (20°) и падает на северо-запад под углом 75° . По этому нарушению приведены в контакт верхнеюрские породы (висячий блок) и кварцевые андезиты средней юры. Величина смещения по нему в вертикальной плоскости составляет около 200 м с поднятием восточного (лежащего) крыла.

В пределах рудного района выделяется большое количество разноориентированных мелких нарушений, (Саралыхский, Хазнинский и др.), не являющихся важными структурными элементами и не игравшими существенной роли в локализации оруденения и поэтому на их описании не останавливаемся.

Широтные структуры пользуются значительным развитием на месторождении, в южной и северной частях рудного района. Крупное нарушение

ние субширотного простирания отмечено вдоль реки Кашуни, которое, протягиваясь в западном направлении, перекрывается риодацитами Малдашской вулканической постройки. Много непротяженных трещинных структур субширотной ориентировки зафиксировано в различных частях бассейна р. Воротан, а также, на участках развития среднеюрских пород.

Разрывные нарушения, вмещающие жильный и прожилковый типы оруденения, устанрвлены во всех тектонических блоках Кафанского рудного поля, принадлежат к трещинам отрыва с преимущественным субширотным простиранием и крутыми углами падений в обе стороны (несколько больше в южные румбы). Исходя из существующих общепринятых представлений относительно закономерностей возникновения трещин отрыва и скола, оперяющих главные разрывы (34), подкрепленных экспериментальными данными, и анализируя фактический материал по Кафанскому и Шаумянскому месторождениям, можно заключить, что фиксируемые во всех тектонических блоках трещины отрыва, вмещающие продукты различных стадий минерализации, не являются оперяющими структурами. Если бы рудовмещающие трещины отрыва являлись оперяющими основные нарушения, ограничивающие тектонические блоки, то в различных блоках они имели бы самые разнообразные простирания и закономерную ориентированность по отношению к главным разломам, порождающим их. При этом, трещины отрыва должны были быть строго приурочены к основным разрывным нарушениям, выявляя эшелонированное расположение и ориентированность к ним под определенными углами, в зависимости от характера перемещений по этим разломам (рис. 26). Важно и то обстоятельство, что оперяющие трещины отрыва должны иметь наибольшую раскрытость у самих разломов, постепенно выклиниваясь по простиранию (рис. 27), чего фактически нигде не наблюдается.

Строго выдержанная субширотная система рудовмещающих **жильных** трещин, находящихся в различных тектонических блоках, представляет собой автономную структуру, не зависящую от направления нарушений, ограничивающих эти блоки (82,83).

Разрывные нарушения, вмещающие магматические тела различного петрографического состава, распространены неравномерно и часто образуют отдельные скопления или группы. Так, силлы и дайки доперитовых базальтов установлены преимущественно в северо-восточной части района, где они имеют северо-западное простирание, в то время как дайки диабазов и андезитов находятся на склонах вулканических построек и выполняют трещины северо-восточного и близмеридионального направления, а габбро-диабазы и кварцевые дациты — тяготеют к северо-западным нарушениям.

Помимо разрывных нарушений **линейного** характера, путем дешифрирования аэрофотоснимков и отчасти по полевым наблюдениям, нами в рудном районе установлен ряд кольцевых и полукольцевых структур, наиболее крупные из которых размещены в пределах Кафанского рудного поля, в верховьях р. Халадж, а также в районе сс. Норашеник, Барцраван, Ачхлу, Егвард и Шикахох.

Эти разрывные нарушения развиты преимущественно в пределах установленных нами вулканических сооружений и в некоторых случаях,

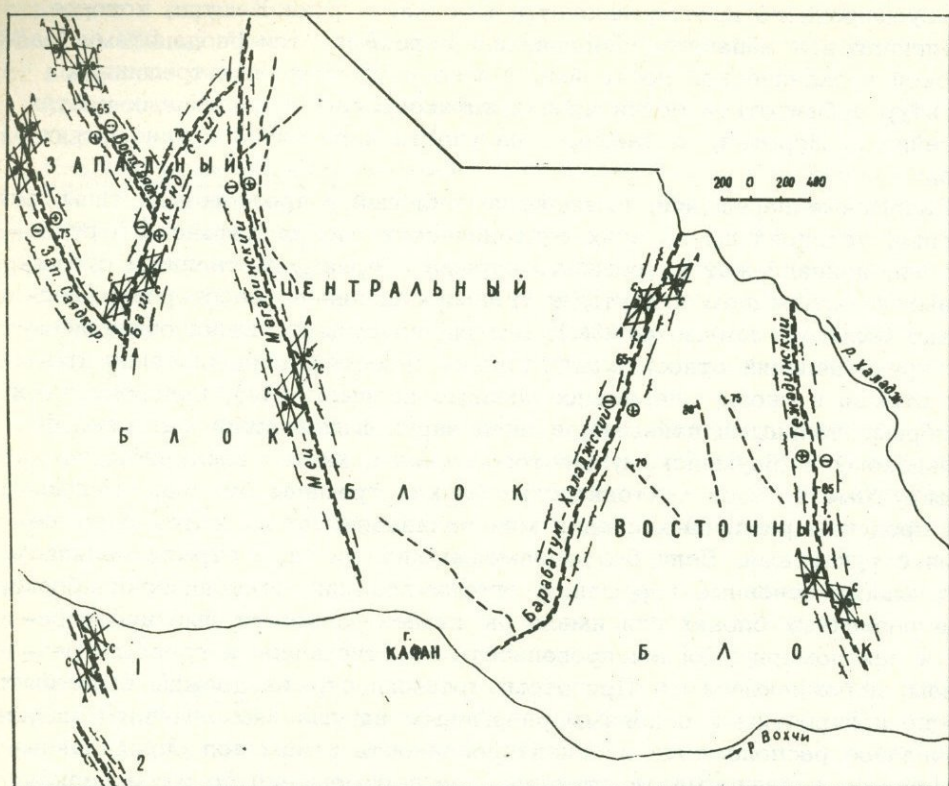


Рис. 26. Схема формирования боковых трещин, оперяющих главные разрывы (сбросы, взбросы) Кафанского рудного поля. 1. Разрез 2. План.

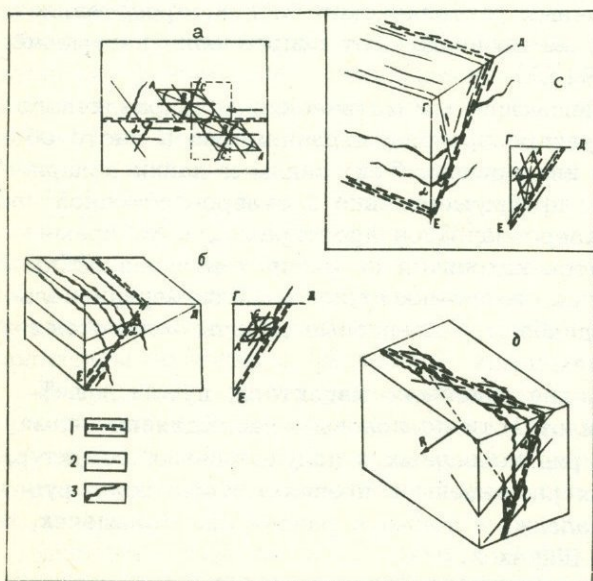


Рис. 27. Схема формирования боковых трещин, оперяющих: а) сдвиг, б) сброс, в) взброс, г) сбросо-сдвиг (по Ф.И. Вольфсону, П.Д. Яковлеву, 1975). 1 – главное разрывное нарушение, 2 – оперяющие трещины скалывания, 3 – оперяющие трещины отрыва.

возможно, фиксируют собой кальдерные обрушения, образованные после опорожнения питающих вулканы магматических камер. Диаметр крупных кольцевых структур колеблется в пределах 5–10 км; они часто представлены несколькими концентрическими нарушениями, иногда имеющими центриклинальные падения.

Наличие кольцевых и полукольцевых структур на Кавартском, Нора-шеникском и Барцраванском вулканических сооружениях подтверждено и геофизическими данными.

Довольно трудно объяснимыми являются кольцевые структуры, локализованные в известняках в районе с. Егвард. Вероятно, мы здесь имеем дело с криптовулканической структурой, погребенной под известняками раннемелового возраста.

Кроме вышеупомянутых крупных кольцевых структур, в рудном районе имеются и более мелкие структуры аналогичного характера, диаметр которых не превышает 2–2,5 км.

Высказанное нами мнение о природе кольцевых разломов носит предположительный характер, и эти интересные с геологической точки зрения структуры нуждаются в дальнейшем изучении.

3. 4. О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ РУДНОГО РАЙОНА

Выяснение вопроса глубинного строения Кафанского рудного района имеет большое научное и практическое значение.

Существующие геофизические материалы по данным гравиразведки (17), магнито- и сейсморазведки (84,109) позволили исследователям представить схему глубинного строения территории республики и Кафанского рудного района, в частности. Следует отметить, что в Кафанском районе наиболее полно и хорошо характеризует состав пород комплекс данных, полученных электроразведочным, радиометрическим и магнитометрическим методами, а для определения конфигурации интрузивных тел, глубины их распространения, геологических границ толщ (в том числе и поверхности фундамента) и наличия угловых несогласий между отдельными комплексами более точные данные дают сейсморазведочный и гравиметрический методы.

Анализируя геолого-геофизические материалы по Кафанскому рудному району, Г.Р.Мкртчян и Р.А.Саркисян выделили пять разновозрастных комплексов пород, а именно: (сверху вниз) мелового, мел-позднеюрского и среднеюрского возрастов. Четвертый комплекс неопределенный, возможно, он сложен палеозойскими и частью мезозойскими породами. Пятый комплекс, по всей вероятности, представлен метаморфическими образованиями и везде хорошо отделяется. На профилях оконтуривается ряд интрузивных тел средне-кислого состава, в частности, в районе фермы Чанахчи – с. Карадга, под Шаумянским блоком, в районе совхоза Сюник и др.

Схема глубинного строения рудного района по геофизическим данным приведена в работе А.Г. Тонаканяна и др.

По данным глубинного сейсмического зондирования выделяются различные опорные сейсмические границы, соответствующие определенным литолого-стратиграфическим горизонтам. Сейсмическое профилирование, проведенное в различных частях рудного района, дает предположительные границы раздела по отражающим площадкам между грани-

цами средней и верхней юры, нижней и средней юры, а также фиксирует поверхности складчатого и доскладчатого фундаментов, "гранитного, и "базальтового" слоев. При этом подошва юрских образований отмечена на глубине около 3 км (на западе района), в то время как на востоке (район с. Агарак) она уходит на глубину 5 км. Складчатый и доскладчатый фундаменты соответственно залегают на глубинах от 5 до 9 км, а граница между "базальтовым" и "гранитным" слоями проходит в среднем на уровне 16 км. Следует отметить, что на профилях многие тектонические нарушения рассекают фундамент и уходят в "гранитный" слой, а по Хуступ-Гиратахскому разлому западный (Зангезурский) блок приподнят настолько, что фундамент имеет выход на дневную поверхность. В районе с. Барцраван отмечается выход интрузивного тела, ограниченного нарушениями и погружающегося в юго-западном направлении, а в районе г. Кафана интрузивное тело залегает на глубине 1,5 км (разрез Гехануш-Кафан-Норашеник-Барцраван). Небезынтересно отметить, что на этом же разрезе под Кафаном отражающие площадки, разделяющие поверхности фундамента, "гранитного" и "базальтового" слоев значительно прерваны и не исключена возможность, что это обстоятельство может быть объяснено с точки зрения связи юрского вулканизма с "базальтовым" слоем. На этом же месте отражающие площадки наклонены в разные стороны, как бы подчеркивая существование положительной структуры. Геологическими исследованиями нами именно здесь выделяется крупное Кавартское вулканическое сооружение.

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

4. 1. КАФАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

4.1.1. Геологическое строение

Кафанское месторождение меди расположено в бассейне р. Каварт — левого притока р. Вохчи, объединяя ряд действующих и старых отработанных рудников и рудных участков (группы рудников 1-2, 5, 6, 7-10, Хрда, Южная, Западная). Разрабатываемые ныне рудники находятся в 3-4 км к северу от г. Кафана, у пос. Ленгруппа. Добыча руды производится подземным и открытым способами.

В геологическом строении месторождения участвуют преимущественно вулканогенные образования, принадлежащие среднеюрскому и верхнеюрско-нижнемеловому магматическим комплексам, которые сложены последовательно дифференцированными рядами пород, охватывающими вулканы от андезитобазальтового (базальтового) до риодацитового (риолитового) составов (рис. 28).

Палеовулканологический анализ продуктов разновозрастных магматических комплексов позволяет отнести их к эффузивной, жерловой-прижерловой, субвулканической и гипабиссальной (гиповулканической) фациям.

Изучение пространственного размещения и условий залегания пород различных фаций среднеюрского комплекса дало возможность реконструировать палеовулканическую постройку, представляющую собой частично эродированный стратовулкан островного типа, выделенный нами под названием Кавартский.

Склоны Кавартского стратовулкана сложены массивными, брекчиевыми и подушечными лавами миндалекаменных андезит-андезитобазальтов раннего байоса (абсолютный возраст составляет 164 млн. лет; см. таблицу 1), видимая мощность которых, очевидно, превышает 1000 м.

Местами среди андезит-андезитобазальтов встречаются маломощные (до 5 м), невыдержанные по простиранию (до 50 м) линзы, сложенные гиадокластитовым материалом, обладающим нечетко выраженной слоистостью. Изредка на андезит-андезитобазальтах залегают маломощные (до 30 м) потоки базокварцевых андезитодацитов, местами приобретающих облик брекчиевых лав и являющихся эффузивными аналогами субвулканических базокварцевых андезитодацитов, которые прорывают андезит-андезитобазальты.

В прижерловых участках стратовулкана широко развиты псефитопсаммитовые туфы в среднем андезитового состава, сложенные облом-

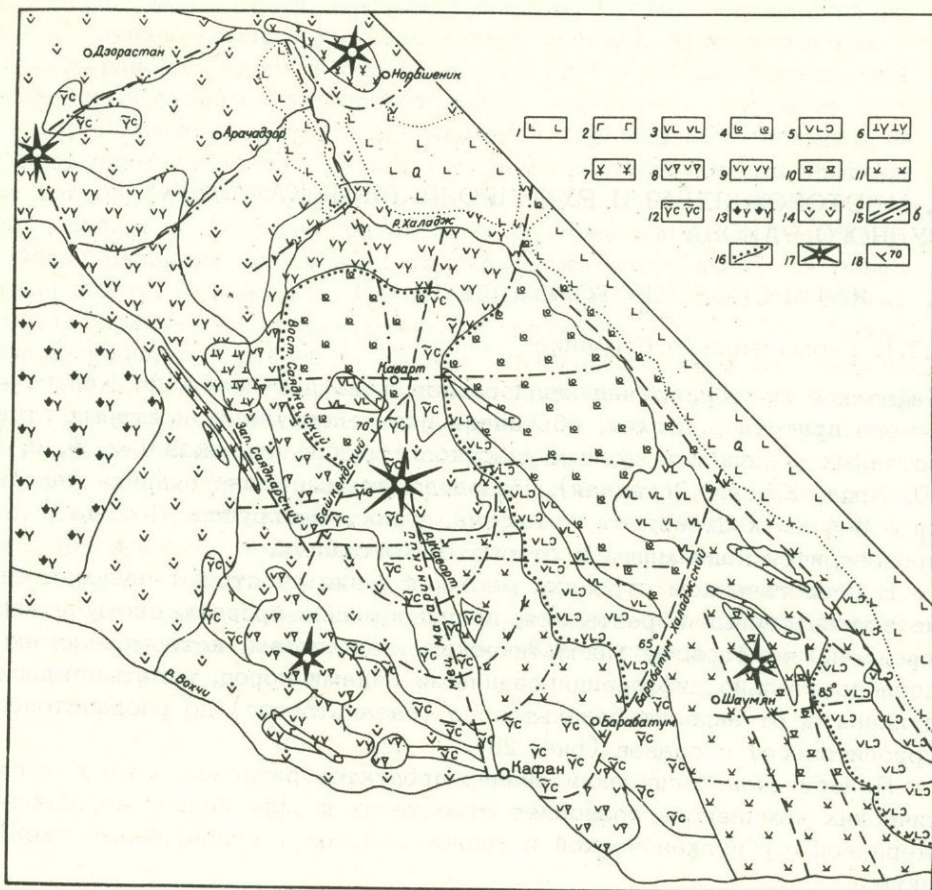


Рис. 28. Схематическая геолого-структурная карта Кафанского рудного поля (составили Ачик-гезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А.).

1 - четвертичные базальты, 2 - ранний мел: габбро, 3-5 - поздняя юра: 3 - штоки андезитобазальтов, 4 - гиалокластиты андезитобазальтов, 5 - псаммито-гравийные туфы, туфопесчаники андезитобазальтового состава, 6-14 - средняя юра: 6 - риодациты, 7 - кварцевые дациты, 8 - жерловые и околожерловые брекчии андезито-дацитового состава, 9 - базокварцевые андезитодациты, 10 - инъекционные вулканические брекчии кварцевых андезитов, 11 - кварцевые андезиты (барабатумские), 12 - туфы и игнимбриты андезит-дацитового состава с линзами известковых песчаников, 13 - брекчиевые лавы андезитодацитов, 14 - лавы, брекчиевые лавы и гиалокластиты миндалекаменных андезит-андезитобазальтов, 15 - тектонические нарушения: установленные (а) и предполагаемые (б), 16 - граница пород средней и верхней юры, 17 - центры вулканической деятельности средней юры, 18 - элементы залегания.

ками преимущественно миндалекаменных андезит-андезитобазальтов, реже, базокварцевых андезитодацитов и кварцевых дацитов, а цемент представлен алевро-псаммитовым лито-витро-кристаллокластическим материалом. Мощность туфов вероятнее всего не превышает 200–250 м. Среди них изредка встречаются маломощные (до первых метров) игнимбритовые прослои, которые не выдержаны по простиранию (первые десятки метров). Абсолютный возраст туфов, по единичным определениям, составляет 158 млн. лет (таблица 1), что соответствует низам бата.

Жерловая область Кавартского стратовулкана местами заполнена инъекционной вулканической брекчией в среднем андезитодацитового состава, секущие тела которой в плане имеют преимущественно удлиненно-овальную, а в разрезе – грибообразную, штокообразную формы (рис. 29). Жерловые брекчии сложены округлыми и угловатыми с приплюснутыми углами обломками преимущественно миндалекаменных андезит-андезитобазальтов, базокварцевых андезитодацитов и кварцевых дацитов, сцементированных лито-кристаллокластическим материалом андезитодацитового состава; то есть жерловые брекчии имеют почти аналогичный с туфами состав, но в отличие от них содержат сравнительно большое количество обломков андезитодацитов и дацитов. Часть этих образований можно рассмотреть в качестве выводящих каналов туфов андезитового состава.

Жерловая и прижерловая области вулканического сооружения прорваны многочисленными дайко-, силло- и штокообразными экструзивными и субвулканическими телами базокварцевых андезитодацитов, кварцевых андезитов (барабатумских) и кварцевых дацитов среднеюрского возраста (см. таблицу 1). Нередко в приконтактных частях штоков вышеуказанных пород обнаружены автомагматические брекчии, характерные для субвулканических и экструзивных образований.

В пределах Кафанского месторождения северный и северо-восточный склоны и, частично, жерловая область Кавартского стратовулкана, сложенные среднеюрскими породами, перекрываются вулканогенными образованиями верхнеюрско-нижнемелового магматического комплекса.

Низы разреза поздней юры (поздний оксфорд) представлены кристалло-литокластическими туфами андезитобазальтового состава (мощностью до 100 м), сверху сменяющимися шаровыми, затем массивными и брекчиевыми лавами миндалекаменных андезитобазальтов, мощность которых (за пределами месторождения) оценивается в 2,5–3 км.

На месторождении субвулканические и гипабиссальные породы позднеюрско-раннемелового магматического цикла широко распространены и представлены штоками и дайками андезитобазальтов, силлами редкопорфировых андезитобазальтов, дайками диабазов и диабазовых порфиров, штоками и дайками кварцевых габбро и кварцсодержащих габбро-диоритов, а также штоками и дайками кварцевых дацитов и риодацитов (см. таблицу 1).

В структурном отношении Кавартский стратовулкан очевидно представляет собой сооружение вулкано-купольного типа, осложненное разнориентированными линейными и секториально-кольцевыми дизъюнктивными нарушениями, дислоцирующими породы как среднеюрского, так и верхнеюрско-нижнемелового комплексов.

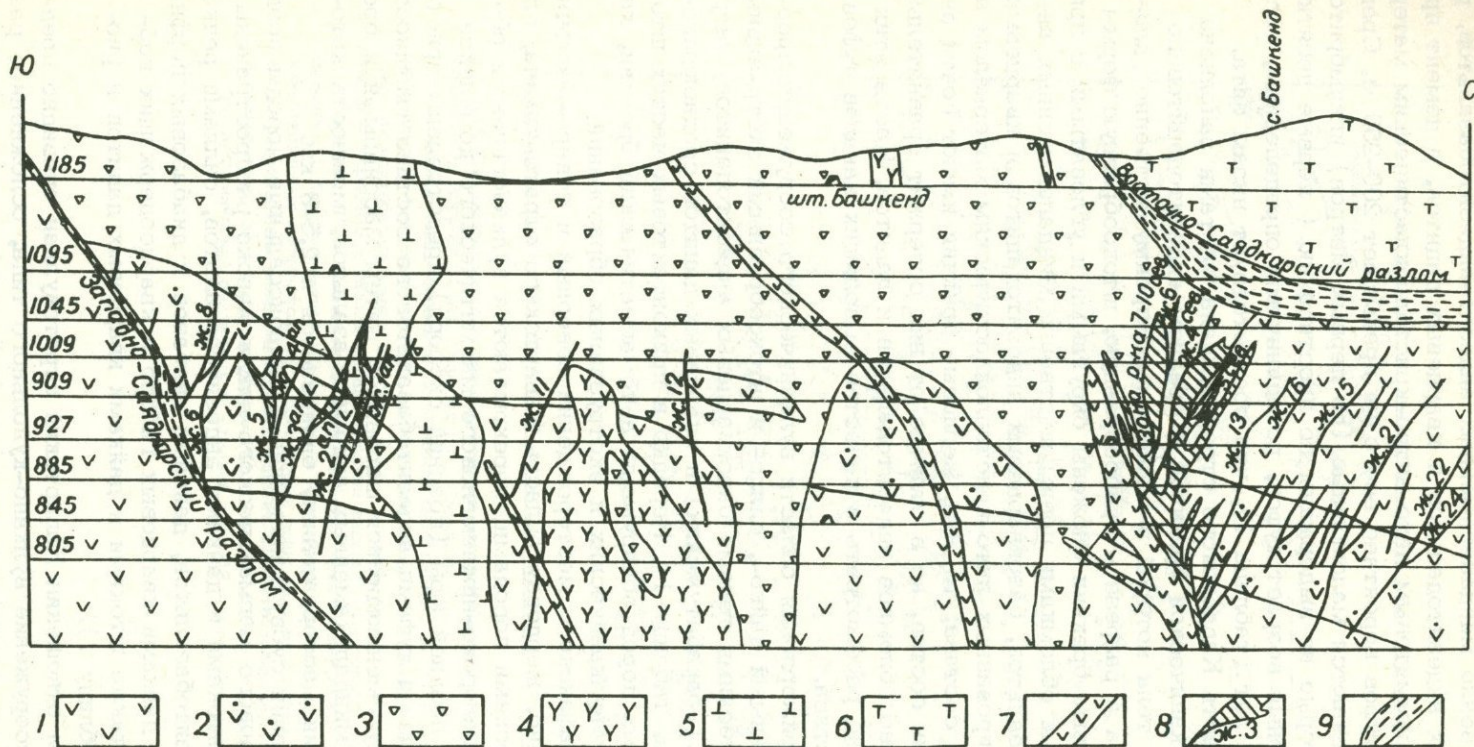


Рис. 29. Геологический разрез меридионального направления через участки "Северный" и "Катар" (составил С.А.Зог-рабян). Средняя юра: 1 – лавы и брекчиевые лавы андезит-андезитобазальтов; 2 – гиалокластиты андезит-андезитобазальтов, 3 – жерловые брекчии андезитодацитового состава, 4 – субвулканические дайки и штоки кварцевых дацитов, 5 – субвулканические риодациты.

Поздняя юра, 6 – лавы, гиалокластиты и туфы андезитобазальтов, 7 – дайки и штоки андезитобазальтов, 8 – жилы переходящие вверх в штокверки, 9 – крупные разрывные нарушения.

Близширотные системы рудолокализирующих близвертикальных трещин отрыва неглубокого заложения обнаружены в тектонических блоках месторождения, отграниченных друг от друга более крупными близмеридиональными разрывами северо-восточного и северо-западного простираний; некоторые из них, согласно геофизическим данным, смещают и породы палеозойского (?) кристаллического фундамента (проникают до глубин 3–4 км).

С запада на восток территория Кафанского месторождения расчленяется на три крупных блока, благодаря движениям по Башкентскому (азимут простирания СВ $25-35^{\circ}$, падает на СЗ под углами $45-75^{\circ}$) и Мец-Магаринскому (азимут простирания $330-350^{\circ}$, падает на ЮЗ и СВ под углами $60-90^{\circ}$) сколовым нарушениям, причем в восточном направлении тектонические блоки ступенчато погружаются. С востока Кафанское медное месторождение разграничивается от Шаумянского золото-полиметаллического месторождения Барабатур-Халаджским разломом; Шаумянский блок в целом приподнят по сравнению с восточным блоком Кафанского месторождения.

Внутри каждого тектонического блока развиты более мелкие нарушения сколового характера (Дагдаганский, Западно- и Восточно-Саядкарские, Саралыхский, Каварт-джурский и др.), которые, вероятно, являются оперяющими структурами, разграничивающих блоки разрывов. В некоторых случаях мелкие нарушения совпадают с отдешифрованными на крупномасштабных аэроснимках полукольцевыми структурами (Западно-Саядкарский, Каварт-джурский), которые, наряду с линейными, создают сложную структурную мозаику Кафанского медного месторождения.

Вертикальные амплитуды движений блоков по крупным нарушениям оцениваются в пределах 100–300 м, а по мелким – до первых десятков метров. Более точные определения смещений блоков друг относительно друга затруднены из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов в пределах жерловых и прижерловых областей вулканического сооружения.

Следует подчеркнуть также факты почти полного отсутствия залеченных магматическим (реже, эксплозивно-инъекционным) материалом разрывов близширотного простирания и, наоборот, локализации даек и удлиненных штоков в структурах СВ и СЗ простираний, что свидетельствует о небольшой вертикальной протяженности близширотных структур, не достигших уровней магматических камер.

Оруднение на Кафанском месторождении представлено двумя морфологическими типами – жильным и штокверковым. Основная часть балансовых запасов руд сосредоточена в телах штокверкового типа.

К настоящему времени на месторождении обнаружено около 500 промышленных рудных жил, большинство которых (95–97%) имеет широтное или близширотное простирание с крутым ($65-85^{\circ}$) падением преимущественно в южные румбы. Рудные жилы установлены во всех блоках, но распределены в них неравномерно, образуя отдельные скопления.

Жильные рудные тела приурочены к трещинам отрыва и имеют разнообразные формы. Устанавливаются отдельные крупные и протяженные

жилы относительно простой плитообразной формы с четкими контактами, прослеживаемые на нескольких горизонтах, и серии более мелких сближенных и кулисообразно расположенных, многократно разветвляющихся жил со сложным внутренним строением (рис. 30). Многие из них сопровождаются зонами прожилково-вкрапленного оруденения.



Рис. 30. Сложно ветвящаяся жила — зона кварц-пирит-халькопиритового состава. Кафанское месторождение, гор. 1009. Фото стенки выработки.

Средняя мощность жил составляет от 0,2–0,5 м до 2,5 м и более в раздувах, а протяженность их в среднем составляет 100–150 м (иногда до 300–350 м) по простиранию и 200–250 м по падению. По указанным направлениям жилы постепенно выклиниваются, расщепляясь на мелкие прожилки. По мере выклинивания меняется и вещественный состав рудных жил — в них постепенно исчезает халькопирит, уступая место кварцу и пириту.

Кроме рудных тел жильного типа, на месторождении широко развиты прожилково-вкрапленные руды. Штокверки Восточный, Западный, Северный, Катарский размещены в основном в северо-западной части месторождения и приурочены либо к лежащим бокам разрывных нарушений (Каварт-джурский, Мед-Магаринский, Восточно-Саядкарский), либо к участкам пересечения разноориентированных нарушений.

Штокверковые рудные тела нередко с глубиной сменяются серией более или менее выдержанных жил (рис. 29).

Штокверк рудника 7–10 имеет вытянутую линзообразную в плане форму и представлен серией жил и прожилков кварц-пирит-халькопиритового состава, сопровождающихся прожилково-вкрапленной минерализацией аналогичного состава. Штокверк близширотного простирания с крутым (70–85°) падением на север. По простиранию он прослежен

до 400–500 м, а на глубину – до 500 м. Мощность штокверковой зоны варьирует в пределах 10–20 м.

Штокверк рудника им. Комсомола (Восточная зона прожилково-вкрапленных руд) локализован в лежащем боку Каварт-джурского разлома и представляет крупное тело с неправильными контурами. Оно прослежено до 400 м по простиранию и более чем на 300 м по падению, при мощности до 90 м. Оруденение представлено серией параллельных невыдержанных жил и прожилков близширотного северо-западного направления с крутыми падениями на север и юг. Руды имеют своеобразный минеральный состав – в них, кроме пирита и халькопирита, присутствует борнит, халькозин, энаргит, теннантит.

Наибольшей интенсивности прожилкование достигает на верхних горизонтах, а с глубиной количество прожилков уменьшается вместе с некоторым увеличением их мощностей. Ниже оруденение переходит в жильный тип.

За последние годы северо-западнее описанного штокверка выявлено и разведывается новое рудное тело штокверкового типа "Каварт", вытянутое на 350–400 м (при мощности 20–40 м) вдоль западного крыла Мед-Магаринского разлома. В западном направлении, с удалением от разлома, а также с глубиной прожилково-вкрапленные руды постепенно переходят в жильные рудные тела. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом.

В пределах Кафанского месторождения все изверженные породы в той или иной степени подвергнуты гидротермальным изменениям.

Вулканические циклы средней юры, поздней юры – раннего мела носили, в основном, характер центральных извержений крупных стратовулканов и сопровождались широким развитием поствулканических газогидротермальных процессов, которые, как известно, протекают длительно и почти непрерывно, в то время как акты извержений бывают относительно кратковременными.

Жерловые и прижерловые области Кавартского стратовулкана, будучи наиболее проницаемыми участками как для самой магмы, так и для газогидротермальных растворов, последними подвергаются наиболее интенсивной и продвинутой переработке. Области аппаратов вулканов (или области над магматическим очагом) характеризуются восходящим потоком сравнительно высокотемпературных, концентрированных сероводородных эманаций. В областях же удаленных от жерловин, в периферийных частях вулканов (или пвифериях магматического очага) разгружаются более низкотемпературные глубинные гидротермы, содержащие небольшие концентрации сероводорода и значительные – углекислоты (89). Разница как в температуре, так и в преобладающей газовой составляющей гидротермальных растворов, предопределяет возникновение разнотипных гидротермальных метасоматитов, характерные особенности которых зависят также от масштабов и скоростей циркуляции растворов. Имеются в виду сравнительно ограниченные по размерам области аппаратов вулканов, где трещиноватость пород достигает максимума, а скорости циркуляции растворов высокие, в отличие от обширных зон разгрузки относительно низкотемпературных гидротерм, расположенных на удаленных от жерловин частях склонов, подножиях

вулканов и в межвулканических областях, где проницаемость пород несравненно ниже и малы скорости проникновения метаморфизирующих газогидротерм.

Над магматическим очагом обильный сероводород восходящих гидротермальных растворов в близповерхностных условиях окисляется до серной кислоты, что резко повышает агрессивность газогидротерм. Эти кислые растворы производят выщелачивание пород жерловой и прижерловой фаций и образуют минеральные парагенезисы, характерные для формаций локальных пропилитов стадии кислотного выщелачивания (СКВ) и вторичных кварцитов.

Одновременно в периферийных зонах магматического очага, при сравнительно медленной инфильтрации гидротерм, почти лишенных сероводорода и содержащих в основном углекислоту, растворы обладают слабокислой, близкой к нейтральной, или щелочной реакцией. Такие гидротермы приводят к формированию минеральных парагенезисов пропилитов площадного (регионального) развития, в которых метасоматические преобразования по сравнению с пропилитами стадии кислотного выщелачивания (СКВ) развиты слабее.

В Кафанском рудном поле площади, занятые вторичными кварцитами, редко превышают 0,25 км², при вертикальном размахе гидротермального минералообразования до 200–250 м, в то время как поля развития пропилитов СКВ достигают первых квадратных километров, а их мощность доходит до 500–700 м. Региональные пропилиты занимают несравненно большие территории, а их мощность превышает несколько сот метров, достигая километра и более.

Пространственная приуроченность вторичных кварцитов и пропилитов СКВ к жерловым и прижерловым участкам вулканических аппаратов предопределяет их формирование преимущественно за счет вулканитов от среднего до кислого составов, хотя наблюдаются случаи образования серицитовых и диккитовых кварцитов за счет андезитобазальтов, базальтов и туфов средне-основного состава. Региональная пропилитизация не обнаруживает четкой приуроченности к породам определенной кремнекислотности. Она развивается по вулканическим образованиям самого разнообразного петрографического состава. Однако региональные пропилиты больше всего развиты по породам основного и среднеосновного составов.

Среди региональных пропилитов устанавливаются следующие минеральные фации, сложенные равновесными ассоциациями минералов:

1. Эпидот-хлоритовая фация: эпидот + хлорит + кварц $\pm$ (карбонаты, серицит, рутил);
2. Эпидот-пренитовая фация: эпидот + прени. + хлорит + альбит $\pm$ (кварц, карбонат, серицит, рутил).

В региональных пропилитах минеральные новообразования, в основном, составляют 10–20% объема породы, редко доходя до 70–80%. Текстуры и структуры исходных пород в подавляющем большинстве случаев сохраняются.

В пропилитах СКВ метасоматические минералы составляют не менее 50% объема породы, местами доходя до полного ее замещения. Пропилиты СКВ, как и региональные пропилиты, преимущественно сохраняют текстуры и структуры исходных пород.

Среди пропилитов СКВ выявлены следующие фации, представленные равновесными ассоциациями минералов:

1. Хлорит-карбонатная фация: кварц + карбонат + альбит + серицит + пирит + рутил $\pm$ (сульфиды);
2. Хлорит-серицитовая фация: кварц + серицит + пирит + рутил $\pm$ (альбит, карбонаты, сульфиды);
3. Серицит-карбонатная фация: кварц + карбонат + пирит + рутил $\pm$ (альбит, хлорит, сульфиды).

Вторичные кварциты являются наиболее полнопроявленными метасоматитами (95–100% новообразований), в них из исходных пород сохраняются лишь фенокристаллы кварца. Во вторичных кварцитах в основном сохраняются только текстуры исходных пород, структуры же сохраняются очень редко.

Вторичные кварциты на Кафанском месторождении представлены лишь кварцево-серицитовой фацией, сложенной равновесной ассоциацией минералов:

Кварцево-серицитовая фация: кварц + серицит + рутил + пирит $\pm$ (альбит, хлорит, карбонат, диксит, сульфиды).

На некоторых недоступных в настоящее время для наблюдения участках Кафанского месторождения Г. А. Саркисяном и Э. М. Налбандяном (98) описаны также дикситовые и диксит-диаспоровые кварциты (гор. 746 м рудника 5–6) и монокварциты в привершинной части г. Каварт-кар (на месте нынешних открытых разработок).

В пространственном размещении отдельных фаций метасоматитов наблюдаются следующие закономерности.

Региональные пропилиты преимущественно развиты за пределами месторождения или же фиксируются на глубоких горизонтах рудников, слагая периферийные части и низы метасоматической колонки. Минеральные фации пропилитов СКВ развиты выше и выявляют достаточно четкую как вертикальную, так и горизонтальную метасоматическую зональность, выраженную в смене по вертикали хлорит-карбонатных пропилитов хлорит-серицитовыми и серицит-карбонатными, которые, в свою очередь, переходят в серицитовые кварциты. Аналогичная смена фаций наблюдается при переходе от периферии полей пропилитов СКВ к их центральным частям по латерали.

Собственно околожилные изменения ни по своему минеральному составу, ни по количественному соотношению метасоматических минералов не отличаются от пропилитов СКВ, что может свидетельствовать об единстве процессов их формирования. Следует подчеркнуть факт небольших мощностей собственно околожилных метасоматитов, развивающихся на расстояниях не более 0,5–5 м от заландов жил, мощность которых местами превышает первые метры.

В околожилных метасоматитах встречены следующие минеральные парагенезисы: кварц + хлорит + серицит $\pm$ альбит, кварц + хлорит $\pm$ альбит, кварц + хлорит + серицит + карбонат $\pm$ альбит и, реже, кварц + серицит + карбонат $\pm$ альбит. В развитии этих парагенезисов отмечается не всегда четко наблюдаемая горизонтальная и вертикальная зональность. В 200–300 метровом вертикальном интервале (между горизонтами 805 $\rightarrow$ 1095 м), где были изучены околожилные изменения по двум наиболее выдержанным жилам (№ 5, участок "Северный" и № 2,

участок "Катар") рудника 7-10, безальбитовые кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты можно наблюдать лишь до расстояний 10-35 см от зальбандов жил, а карбонатсодержащие метасоматиты появляются в основном дальше 85 см от зальбандов и притом только до уровня горизонта 1009 м, выше они сменяются бескарбонатными парагенезисами, в которых, по мере приближения к верхним горизонтам, количество серицита значительно увеличивается.

Электронографические исследования серицитов Кафанского месторождения указывают на преобладание сравнительно низкотемпературного политипа 1М по сравнению с высокотемпературным - 2М₁ в околожилых метасоматитах, в то время как на удаленных от жил участках преобладает политип 2М₁; это явление объясняется тем, что в начале гидротермального процесса происходило образование политипной модификации 2М₁, а в дальнейшем, при более низких температурах, произошло сопряженное с рудоотложением образование политипа 1М.

Изучение изменения параметров элементарной ячейки политипных модификаций серицитов указывает на тенденцию увеличения их железистости и уменьшения удельного содержания в них парагонитового минала с нижних горизонтов к верхним как в околожилых, так и в удаленных от жил метасоматитах.

Вопросы закономерностей пространственного размещения оруденения в пределах Кафанского рудного поля и роль различных факторов в локализации рудных тел освещены в работах многих исследователей.

В числе выявленных нами новых закономерностей в размещении оруденения в Кафанском рудном районе одним из наиболее важных является установление пространственной приуроченности месторождений и большинства рудопроявлений к крупным палеовулканическим сооружениям и расположенным в их пределах мелким вулканическим аппаратам.

Так, например, Кафанское медноколчеданное и Шаумянское золото-полиметаллическое месторождения размещены в пределах среднеюрского Кавартского палеостратовулкана, а Норашеникское, Арачадзорское, Дзорастанское и др. рудопроявления тяготеют к более мелким вулканическим центрам, находящимся на склонах этого крупного сооружения.

В пределах самих вулканических сооружений обнаружено тяготение рудной минерализации к породам средне-кислого состава, принадлежащим субвулканической, жерловой и околожерловой фациям.

Стратиграфо-литологический фактор контроля оруденения определяется приуроченностью всей промышленной медной и полиметаллической минерализации рудного поля к толще пород среднеюрского возраста - кварцевым андезитами, разнообразным туфам и игнимбрикам средне-кислого состава и миндалекаменным андезит-андезитобазальтам, их брекчиевым лавам и гиалокластитам.

В верхнеюрско-нижнемеловых вулканитах также известны многочисленные рудопроявления. В этих породах описано более двадцати рудопроявлений (57), которые, однако, будучи мелкими по масштабу, представляют скорее научный интерес и не меняют общей картины отмеченной выше закономерности.

Приуроченность основных промышленных концентраций медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения к толще вулкано-

генных образований средней юры объясняется благоприятными для рудоотложения химическим составом и физико-механическими свойствами пород, а также более высокой степенью их тектонической переработанности.

Среди вулканитов средней юры наиболее благоприятными являются кварцевые андезиты, туфы и игнимбриды андезитового, андезитодацитового, дацитового составов, причем в плотных кварцевых андезитах локализованы рудные тела преимущественно жильного типа, а в менее плотных туфах и игнимбридах, наряду с жилами, образуются крупные тела штокверкового типа. Менее благоприятными для локализации оруденения являются миндалекаменные андезит-андезитобазальты, их брекчиевые лавы, дайки кварцевых дацитов.

Неблагоприятными по отношению к рудной минерализации являются туфопесчаники, дайки диабазов и кварцевых габбро.

Роль структурного контроля оруденения наиболее четко выражена в приуроченности большинства рудоносных участков и отдельных рудных тел жильного и штокверкового типов к зонам крупных разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера. К числу важнейших рудоконтролирующих нарушений относятся разломы Мец-Магаринский, Каварт-джурский, Восточно- и Западно-Саядкарские, Башкендский, Барабатум-Халаджский, Центрально-Шаумянский, Тежадинский и др., которыми площадь рудного поля разбита на отдельные тектонические блоки.

Наибольшая концентрация рудных тел отмечается вдоль зоны Мец-Магаринского разлома.

Рудоносные участки (как с жильным, так и со штокверковым оруденением) будучи размещенными в пределах отдельных тектонических блоков, ограниченных крутыми разрывными нарушениями, в то же время проявляют тесную пространственную ассоциированность с дайками основного состава — диабазами и габбро-диабазами (кварцевыми габбро) (48). При этом отдельные жилы и системы параллельных жил закономерно ориентируются в пространстве симметрично по обе стороны от даек и вкрест (или под некоторым углом) их простирацию, а с удалением от них убывают в мощности и постепенно выклиниваются (рис. 31). Подобные соотношения рудных жил и диабазовых даек наблюдаются на многочисленных горизонтах рудников 1-2, 7-10, им. Комсомола, Барабатум, Хрда и др.

В ряде случаев отмечается концентрация рудных жил лишь по одну сторону от даек — в лежащем, либо висячем их боку. Реже отмечаются случаи сосредоточения колчеданных жил в блоках пород, ограниченных двумя параллельными диабазовыми дайками. Интересно отметить, что вкрест дайкам часто ориентированы и более мелкие непротяженные (десятки см) кварц-сульфидные прожилки. Иногда наблюдается локализация рудных тел непосредственно вдоль зальбандов даек.

В отдельных случаях наблюдалось изменение простираций рудных жил при изменении направлений контролирующих их диабазовых даек с сохранением ориентированности жил по отношению к дайкам.

Рудные тела, тяготеющие к диабазовым дайкам, развиты не на всем их протяжении, а на тех участках, где имеются и другие благоприятные факторы. Наиболее благоприятно в этом отношении сочетание даек с крупными дизъюнктивными нарушениями (рис. 31).

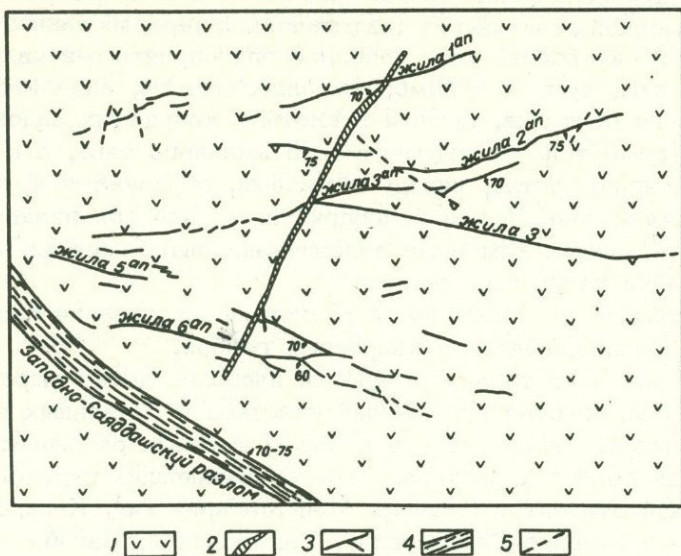


Рис. 31. Гор. 1009 м, уч. Катар. 1. андезит-андезитобазальты и гиалокластиты, 2. диабазовая дайка, 3. рудные жилы, 4. дизъюнктивные нарушения, 5. мелкие трещины.

Из сказанного вытекает, что диабазовые дайки в Кафанском рудном поле в сочетании с другими геолого-структурными предпосылками могут быть использованы в качестве дополнительного поискового критерия. Эта точка зрения была подтверждена на практике проведенными по нашим рекомендациям геолого-разведочными работами.

В числе закономерностей пространственного распределения оруденения в Кафанском рудном поле следует отметить элементы горизонтальной зональности, которая выражается в постепенной смене с северо-запада на юго-восток серноколчеданных руд медноколчеданными и далее (через Барабатумский рудник к Шаумянскому месторождению) — полиметаллическими рудами. Первоначально подобная зональность объяснялась постепенным распределением изотерм вокруг остывающего интрузива (В.Н. Котляр, А.Л. Додин, Ю.А. Арапов). В дальнейшем появление пульсационной теории С.С. Смирнова дало основание для объяснения причин горизонтальной зональности многостадийным характером развития процесса рудообразования.

При этом существенная роль отводилась последовательному перемещению во времени с запада на восток процесса формирования и раскрытия рудовмещающих структур.

Многостадийный характер процесса рудоотложения приводит также к появлению зональности распределения продуктов различных стадий минерализации в пределах одного и того же рудного тела. В таких случаях к зальбандам жил приурочены продукты ранних стадий, а к центральным частям — более поздних стадий минерализации.

Вопросы возрастных взаимоотношений оруденения с породами дайкового комплекса, имеющие принципиальное значение для выяснения генетических особенностей оруденения, постоянно находились в центре внимания многих исследователей Кафанского месторождения. Однако, если установление взаимоотношений даек кислого состава с рудными телами не представляло затруднений, а дорудный их характер практически не вызывал сомнений, то этого нельзя сказать относительно даек основного состава. Взаимоотношения с оруденением широко представленных на месторождении даек диабазов и кварцевых габбро (габбро-диоритов, габбро-диабазов) до настоящего времени остаются еще дискуссионными. Насколько далек от окончательного решения этот вопрос, достаточно красноречиво свидетельствует одно лишь перечисление высказанных различными исследователями точек зрения.

Так, представления о дорудном характере диабазовых даек Кафанского месторождения впервые были высказаны А.Г. Эрном (116) и в дальнейшем подтверждены в работах М.П. Русакова и В.Г. Грушевого (96), А.Г. Казаряна, Б.С. Вартапетяна, В.Т. Акопяна и Г.Г. Шехяна (10, 33), С.А. Зограбяна (48) и др.

Противоположная точка зрения о послерудном характере всех или многих диабазовых даек была высказана А.Е. Кочаряном (69), А.И. Карапетяном (60), Р.А. Саркисяном (100) и др. О наличии на месторождении и дорудных и послерудных даек отмечается в работе С.С. Ванюшина, Ю.А. Лейе, Э.Г. Малхасяна (31). Согласно же В.Н. Котляру (67), А.И. Карапетяну (60), на месторождении, кроме дорудных и послерудных, имеются и внутрирудные диабазовые дайки. По мнению Г.О. Григоряна (38) диабазовые дайки являются исключительно внутрирудными образованиями.

Таким образом, нетрудно заметить, что для трактовки взаимоотношений диабазовых даек с оруденением на Кафанском месторождении исследователями были использованы почти все теоретически возможные варианты, что лишний раз подчеркивает проблематичность данного вопроса.

Как видно из приведенного обзора мнений, среди авторов настоящей работы также нет единого мнения по рассматриваемому кругу вопросов, что определяет и различный подход их в трактовке некоторых генетических особенностей месторождения.

Необходимо подчеркнуть, что подобная противоречивость в представлениях объясняется не только сложностью решения самой проблемы, но и недостаточно глубоким изучением вопроса со стороны ряда исследователей, оперировавших при выяснении вопросов взаимоотношений даек с оруденением лишь данными визуальных наблюдений. Подобный подход часто приводил к неправильным выводам, поскольку диабазовые дайки месторождения на первый взгляд действительно производят впечатление послерудных образований.

Однако, как было отмечено выше, диабазовые дайки на месторождении наряду с другими геолого-структурными факторами играли существенную роль в локализации рудных тел, что само уже является убедительным свидетельством дорудного характера даек.

Достаточно веские данные о дорудном возрасте диабазов получены при изучении контактовых взаимоотношений даек с конкретными рудными

ми телами. При детальном подземном картировании уже в горных выработках устанавливается несоответствие мощностей, а также особенностей строения разобренных дайками частей жил (рис. 32), что указывает на их самостоятельное формирование. На приведенной (рис. 33)

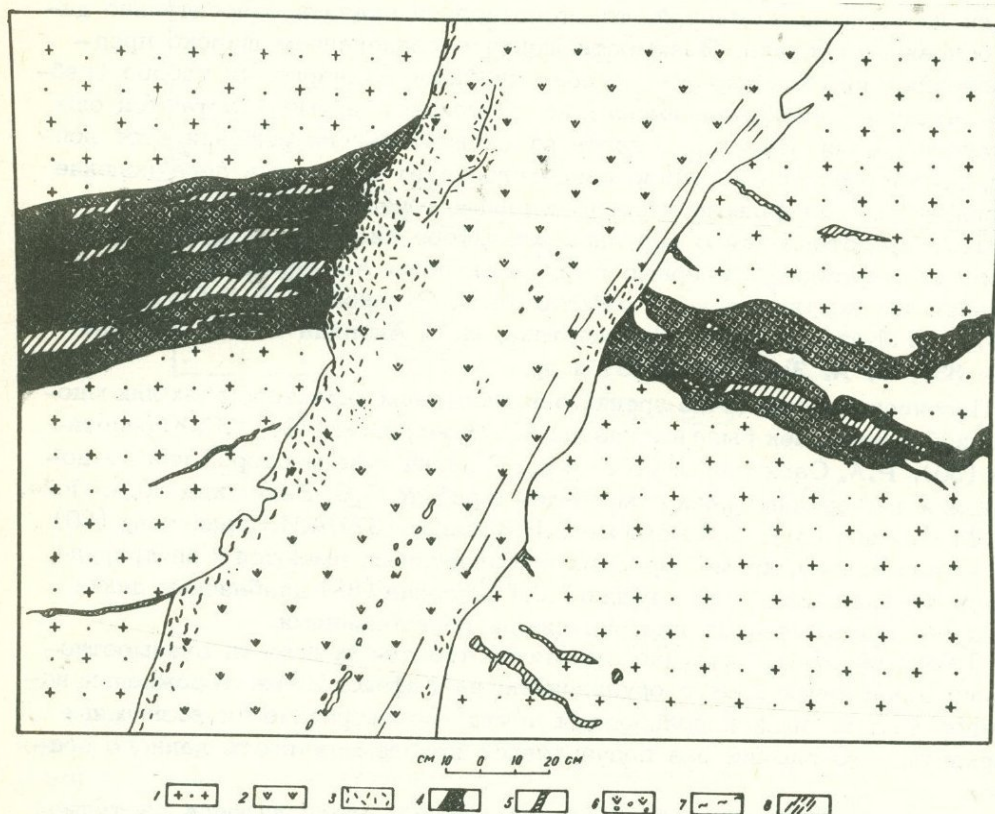


Рис. 32. Участок Катар. Взаимоотношение жилы 6-ап с диабазовой дайкой. Зарисовка стенки выработки. 1 - рудовмещающие породы; 2 - диабазовая дайка; 3 - гидротермальные изменения в дайке диабаза; 4 - сульфидная руда; 5 - жильный кварц; 6 - миндалины карбоната в дайке; 7 - расщепление в висячем эндоконтакте дайки; 8 - полосчатость в дайке.

выкопировке с рудничного геологического плана (горизонт 1009 м уч. Катар) заметно резкое несоответствие мощностей жилы 3-ап в висячем (2 м) и лежащем (0,4 м) боках дайки, а тектоническое нарушение, смещающее дайку на 1 м и более, совершенно не затрагивает рудную жилу. Она нисколько не смещается также самой диабазовой дайкой. Отсутствие каких-либо смещений рудных жил дайками диабазов характерно для всех случаев пересечений даек с рудными телами месторождения.

Нередко наблюдается экранирование жил и мелких прожилков залёбандами даек (рис. 32) и образование вдоль них затеков рудного ве-

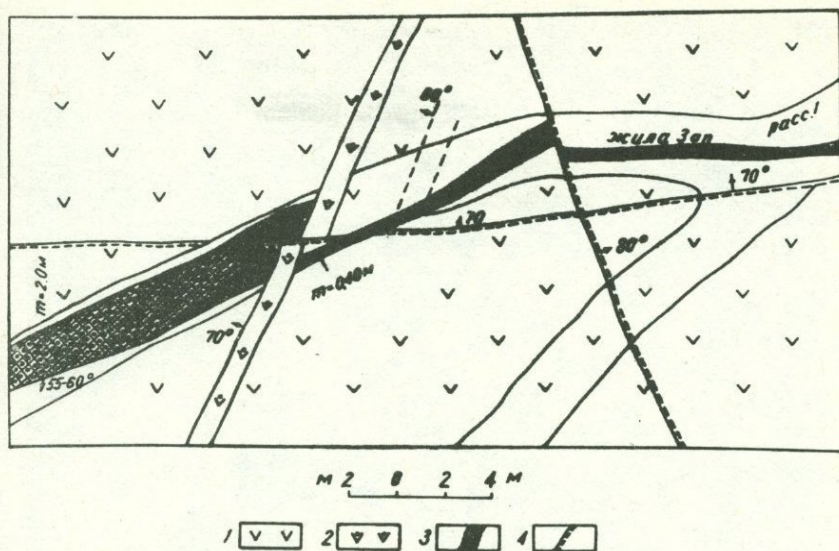


Рис. 33. Гор. 1009 м, уч. Катар. Взаимоотношение серно-медно-колчеданной жилы 3-ап с диабазовой дайкой. 1 - рудовмещающие породы, 2 - дайка диабазы, 3 - рудная жила, 4 - дизъюнктивное нарушение.

щества. Иногда даже маломощные рудные прожилки при приближении к дайкам расширяются и, растекаясь вдоль них, образуют раздувы, во много раз превосходящие мощности самих прожилков. Отмечаются случаи приспособления рудных жил и прожилков к зальбандам даек, проникновение же тонких апофиз рудных тел в дайки наблюдается почти повсеместно (рис. 34). Столь же распространено образование интенсивной вкрапленности сульфидов (главным образом пирита) в дайках.

Рудные минералы в дайках образуются за счет замещения преимущественно основной массы породы. Вкрапленники плагиоклаза труднее подвергаются замещению (рис. 35). Под микроскопом установлено вращение монокристалла жильного кварца в диабазовую дайку (рис. 36). Наблюдались случаи зонального отложения минеральных агрегатов в жилах относительно зальбандов диабазовых даек. На микрофотографии прозрачного шлифа (рис. 37) между сульфидами и диабазовой дайкой имеется оторочка кварца, отложившегося непосредственно на зальбанде дайки, как это обычно имеет место в рудных жилах с отложением кварца в зальбандах жил.

На ряде участков отмечено брекчирование эндоконтактовых частей даек и цементирование обломков пород веществом рудных жил.

Дайки вблизи с рудными телами почти повсеместно гидротермально изменены - карбонатизированы, хлоритизированы, реже, окварцованы, эпидотизированы. Вследствие глубоко зашедших преобразований в эндоконтактах даек нередко полностью утрачивается первоначальный облик пород. Маломощные (0,2-0,3 м) дайки оказываются наиболее глубоко



Рис. 34. Апофиза кварц-сульфидной жилы, проникающая в диабазовую дайку. Прозрачный шлиф. Увел. 17 х, б/а.

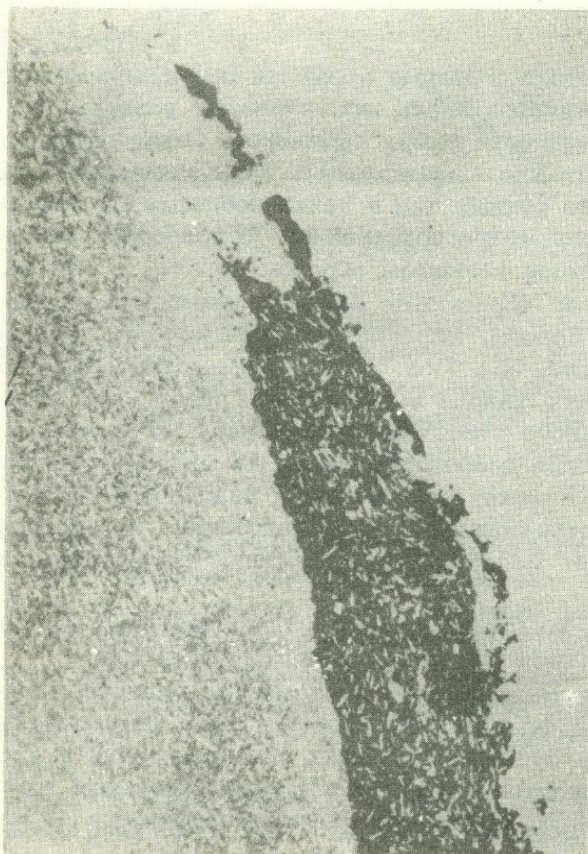


Рис. 35. Развитие пиритового прожилка по контакту диабазовой дайки с вмещающими породами. Отчетливо видно замещение основной массы дайки сульфидами, среди которых заключены уцелевшие от замещения реликты микролитов плагиоклаза. Прозрачный шлиф. Увел. 17^x, б/а.



Рис. 36. Врастание монокристалла кварца из рудного тела в дайку.
Прозрачный шлиф. Увел. 44^x, б/а.

измененными и динамометаморфизованными вплоть до образования рассланцованного глинистого материала, рассыпающегося при высыхании в мелкую дресвоподобную массу.

При изучении гидротермальных изменений диабазовых и габбро-диабазовых даек Шаумянского месторождения С. О. Ачикгезяном (19) установлено наличие четкой зональности в проявлении метасоматических явлений, сделан вывод о гидротермальных изменениях даек одновременно с вмещающими их кварцевыми андезитами. Более интенсивные преобразования вмещающих кварцевых андезитов, по сравнению с изменениями даек, обусловлены повышенным кремнекислым характером андезитов и меньшим содержанием щелочноземельных компонентов и элементов группы железа в них.

Помимо большого количества прямых фактов, в пользу мнения о дорудном характере даек Кафанского и Шаумянского месторождений указывает также отсутствие (по крайней мере в изученных нами случаях) каких-либо признаков механического, термального или химического воздействия даек на руды, срезание контактами даек отдельных минеральных индивидов в жилах, затеков материала даек в рудные тела, дробления и цементации ими агрегатов рудных минералов, нахождения ксенолитов руды в дайках.

Резюмируя вышеизложенное, приходим к выводу о том, что на Кафанском месторождении дайки основного состава, несмотря на их кажущееся "секущее" положение относительно рудных жил, являются до-рудными образованиями.

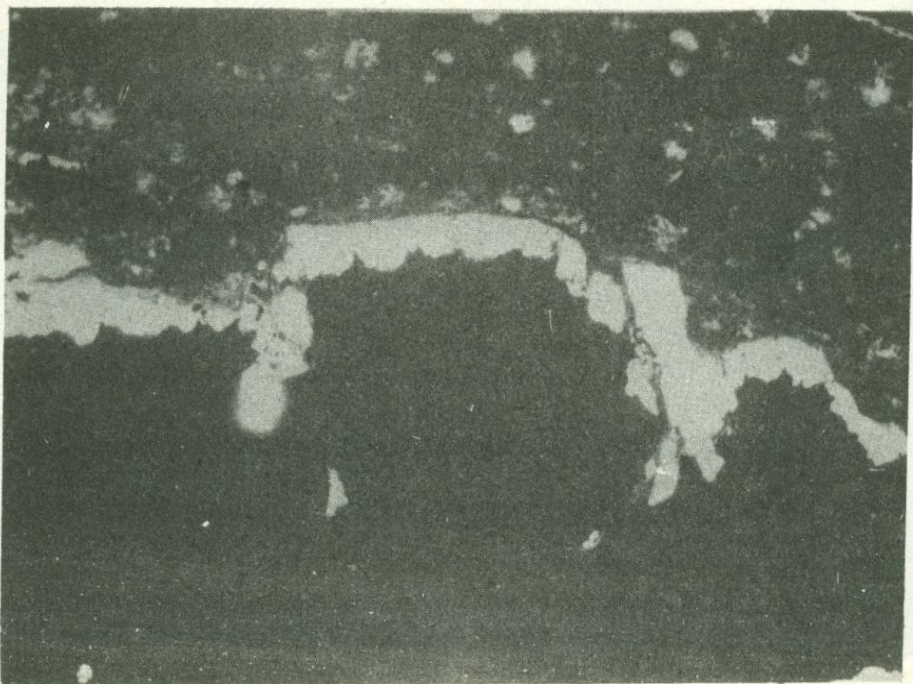


Рис. 37. Контакт рудной жилы с дайкой диабаза. В промежутке, между сульфидными минералами (черное поле внизу) и дайкой (серое с белыми пятнами сверху) развивается кварцевая оторочка (белое). Прозрачный шлиф. Увел. 17^x, б/а.

4.1.2. Стадии минерализации

Стадийный характер рудообразовательного процесса месторождения отмечается почти всеми исследователями, занимавшимися изучением вещественного состава руд. Но различными исследователями по-разному представляется последовательность рудообразовательного процесса. Расходятся мнения исследователей и в вопросе количества стадий минерализации. Так, Н. М. Прокопенко считал, что формирование Кафанского месторождения имело место в течение трех стадий минерализации. Ю. А. Арапов и И. Г. Магакьян выделили четыре стадии, А. И. Карапетян – пять, Э. А. Хачатурян (110) – шесть, С. С. Ванюшин, Ю. А. Лейе, Э. А. Малхасян (31), Р. Н. Зарьян (44) – семь, Ю. Г. Аветисян и Ю. А. Лейе – восемь, С. С. Ванюшин – девять стадий минерализации. При этом последние три исследователя весь процесс гипогенной минерализации подразделяют на два этапа (дорудный и рудный).

Выделение стадий минерализации в пределах Кафанского рудного поля связано с большими трудностями, так как руды отдельных стадий большей частью пространственно разобщены, что не позволяет с большой убедительностью говорить об их возрастных взаимоотношениях. Кроме того, специфические особенности источников рудообразующих растворов обусловили образование таких разновозрастных минеральных ассоциаций, которые зачастую отличаются друг от друга лишь

количественным соотношением главных рудных и жильных минералов, что в свою очередь приводит отдельных исследователей к объединению различных стадий в одну единую или, наоборот, равновесные парагенетические ассоциации минералов выделяются в качестве самостоятельных стадий минерализации.

Имеющийся в распоряжении авторов фактический материал позволяет выделить следующие стадии минерализации:

1. серноколчеданная (кварц-пиритовая),
2. медноколчеданная (кварц-пирит-халькопиритовая),
3. медно-мышьяковая (кварц-энаргит-теннантит-халькозин-борнитовая),
4. полиметаллическая (кварц-карбонат-галенит-халькопирит-сфалеритовая),
5. сульфатная (ангидрит-гипсовая),
6. карбонатная (кальцит-анкеритовая).

Выделенные стадии неравнозначны как по масштабам проявления, так и по их промышленной ценности; основное промышленное оруденение имело место во вторую стадию минерализации, которой предшествовала кварц-пиритовая стадия, представленная пиритизированными зонами, контролируемые наиболее ранними тектоническими нарушениями. Сравнительно меньшее развитие имеют продукты медно-мышьяковой стадии, которые, однако, по минеральному составу и в особенности в отношении редкометальной минерализации являются наиболее интересными. Процесс рудообразования завершается полиметаллической стадией, в продуктах которой широкое развитие имеют теллуриды.

В пределах Кафанского рудного района в кернах буровых скважин выявлена также молибденовая минерализация, место которой в общей схеме минерализации пока еще не выяснено. По-видимому, она во времени образования оторвана от колчеданной минерализации.

Ниже остановимся на краткой характеристике минерального состава и структурно-текстурных особенностей руд.

Серноколчеданная стадия минерализации представлена кварц-пиритовыми жилами, гнездами, прожилками и вкрапленностью пирита, развитых во всех рудниках и участках месторождения. Кроме главных рудообразующих минералов (кварц, пирит) в небольшом количестве спорадически встречаются халькопирит, марказит и пирротин. Последний минерал нами был встречен только в пиритовых прожилках и вкрапленниках вдоль диабазовых даек (рудник 5-6, гор. 746 м и рудник 7-10, гор. 1009 м). Пиритовые прожилки и вкрапленность, в ассоциации с кварцем или без него, значительное развитие имеют также в породах дайкового комплекса, где развиты главным образом в виде прожилков, заполняющих контракционные трещинки, ориентированные, параллельно и перпендикулярно залбандам даек. Микроскопическое изучение полированных шлифов и штуфов показывает, что в дайке, кроме прожилков, значительное развитие имеет также тонкая вкрапленность пирита. Воздействию серноколчеданной стадии подвергнуты дайки габбро-диоритов, в которых пирит с кварцем и карбонатом или без них образует прожилки, проникающие в дайку от контакта с вмещающей породой. Микроскопическое изучение прожилков показывает, что кар-

бонат заполняет центральную часть прожилка и непрерывно, продолжается по всей длине прожилка, в то время как приуроченный к его заллбандам пирит всегда почти отсутствует там, где прожилок пересекает кристаллы плагиоклаза. Все это вместе с часто наблюдаемыми фактами приуроченности пирита к темноцветным минералам позволяет считать, что для образования пирита некоторая часть железа заимствуется из самой вмещающей породы.

Среди продуктов серноколчеданной стадии наиболее широкое распространение имеет кристаллически зрелый дисульфид железа, часто встречаются также метакопловидные структуры и почковидные скопления, образующие нередко целый ряд переходных разновидностей от мельниковит-пирита до мелкозернистого кристаллического пирита, который нередко образует раздробленные и раскрошенные структуры, сцементированные продуктами более поздних стадий: халькопиритом, борнитом, энаргитом, теннантитом, сфалеритом и др.

Содержания наиболее характерных элементов-примесей в пробах из руд рассматриваемой стадии колеблются в значительных пределах. При этом вкрапленный пирит по сравнению с пиритом из жил заполнения характеризуется несколько иным количественным содержанием элементов-примесей. В частности, их содержания во вкрапленном пирите значительно выше, чем в пирите из жил заполнения. Это дает основание предполагать, что при метасоматическом образовании пирит из породообразующих минералов заимствует не только железо, но и часть элементов-примесей. Значительные колебания содержаний элементов-примесей в различных пробах пирита серноколчеданной стадии позволяют считать, что образование продуктов серноколчеданной стадии имело место из весьма неоднородных по составу гидротермальных растворов.

Медноколчеданная стадия минерализации является основной промышленной стадией на месторождении. Как по интенсивности проявления, так и по широте развития она превалирует над всеми остальными стадиями. Формирование ее по времени совпало с процессами максимальных тектонических подвижек, в результате которых образовались многочисленные трещины скола и сопряженные с ними широтные и близширотные зоны интенсивно раздробленных пород с системами параллельных, иногда широко раскрытых трещин. В этих структурах сконцентрированы основные запасы медных руд Кафанского месторождения. По простиранию жилы изредка переходят в прожилково-вкрапленные зоны.

Детальные микроскопические исследования руд медноколчеданной стадии позволяют заключить о значительном разнообразии ее минерального состава. Главнейшими минералами руд являются: халькопирит и пирит, встречаются также борнит, халькозин, блеклая руда (теннантит), сфалерит, марказит, энергит, медно-висмутовые минералы, теллуриды (рис. 38, 39) и самородные элементы. Отмеченные минералы в пределах рудного поля образуют: кварц-халькопиритовую (рис. 40), кварц-пирит-халькопиритовую, пирит-халькопирит-борнитовую, пирит-халькопирит-борнит-халькозиновую, пирит-марказит-халькопиритовую равновесные парагенетические ассоциации. Некоторые из них образуют постепенные переходы между собой, без каких-либо признаков наложения. Местами они подвергнуты воздействию более поздней мине-

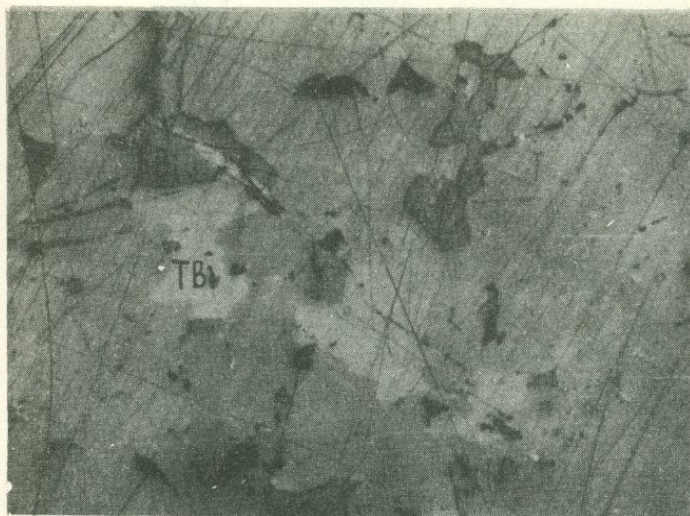


Рис. 38. Висмутин (Bi) в ассоциации с теллуrowисмутитом (TVi) и медно-висмутовыми минералами в полях халькопирита. х 320. Медноколчеданная ассоциация, рудник № 7-10.

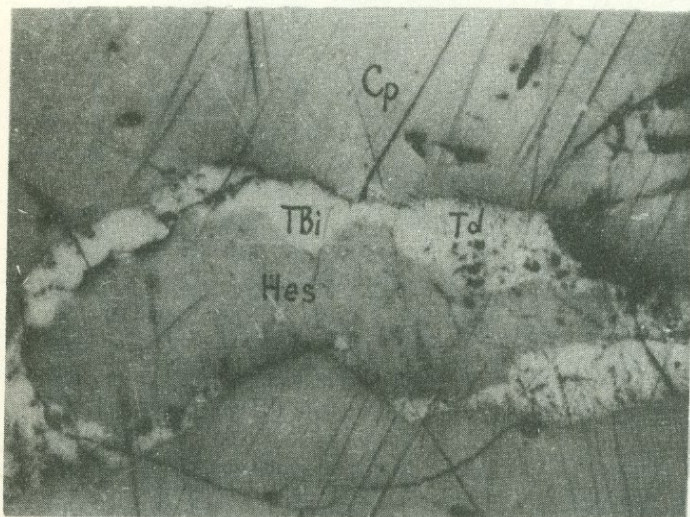


Рис. 39. Гессит (Hes) окаймляется теллуrowисмутитом (TVi) и тетрадимитом (Td). Общее поле халькопирита (Cp). Иммерсия. х 540. Медноколчеданная стадия, рудник № 7 - 10.

рализации, представленной теннантитом, сфалеритом, висмутином, виттихенитом, эмплектитом, тетрадимитом, теллуrowисмутитом, гесситом, петцитом, самородным золотом, серебром, энаргитом, реньеритом, германитом (рис. 38, 39, 41-46). Вся группа отмеченных минералов нами установлена только в полированных шлифах, отобранных из нижних горизонтов (1009 и 969 м) жилы № 5 (рудник 7-10). Верхние горизонты этой жилы и вся прожилково-вкрапленная зона штокверка почти полностью лишена отмеченных минералов. Отчетливо выраженные структуры замещения и приуроченность редкометальной минерализации к более нижним горизонтам жилы дают основание отмеченную ассоциацию минералов считать относительно более поздней, связанной с последними импульсами гидротермальных растворов медноколчеданной или последующей стадии, характеризующимися сравнительно повышенным со-

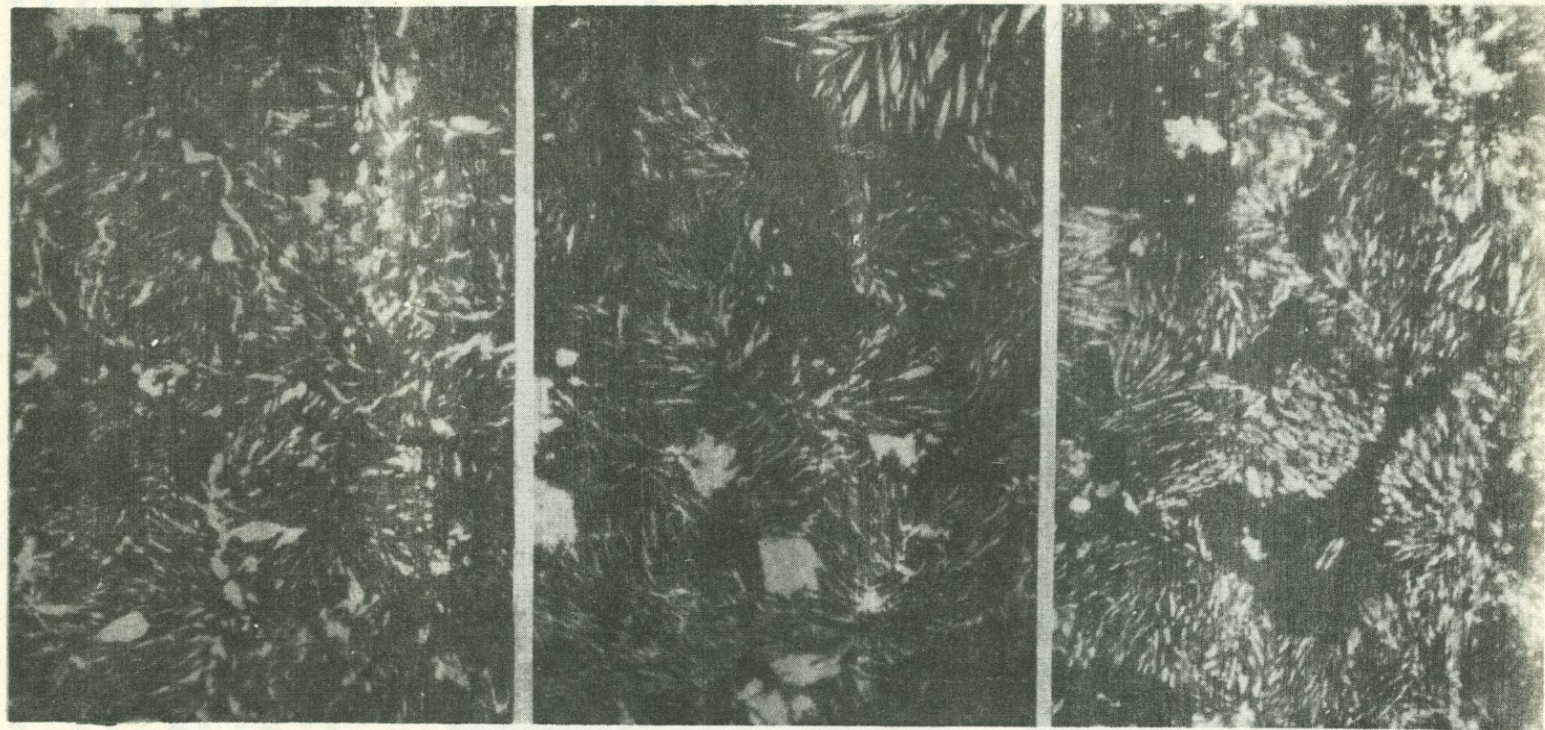


Рис. 40. Халькопирит в кварце. х 320. Медноколчеданная стадия, рудник
"Капитальная штольня".

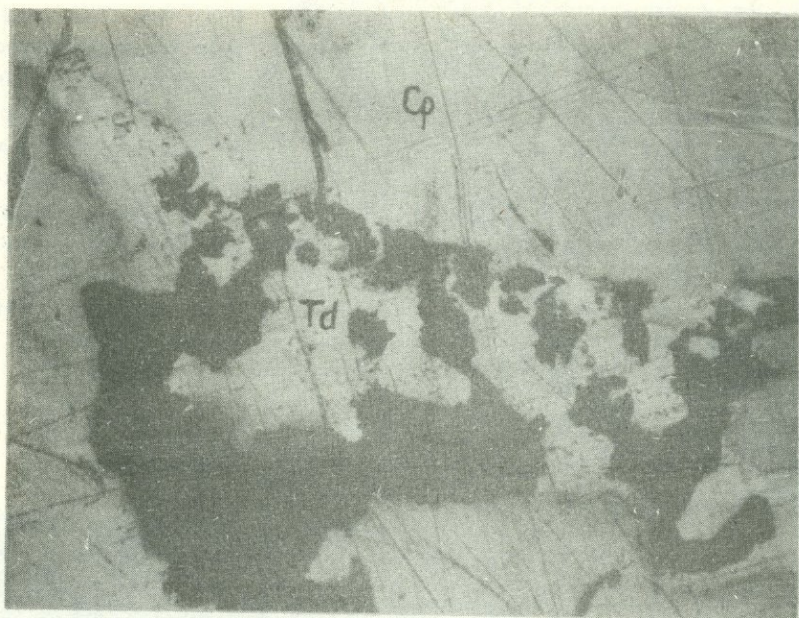


Рис. 41. Тетрадимит (Td) образует структуры замещения с халькопиритом (Cp). Черное-кварц. Медноколчеданная стадия, рудник № 7-10.

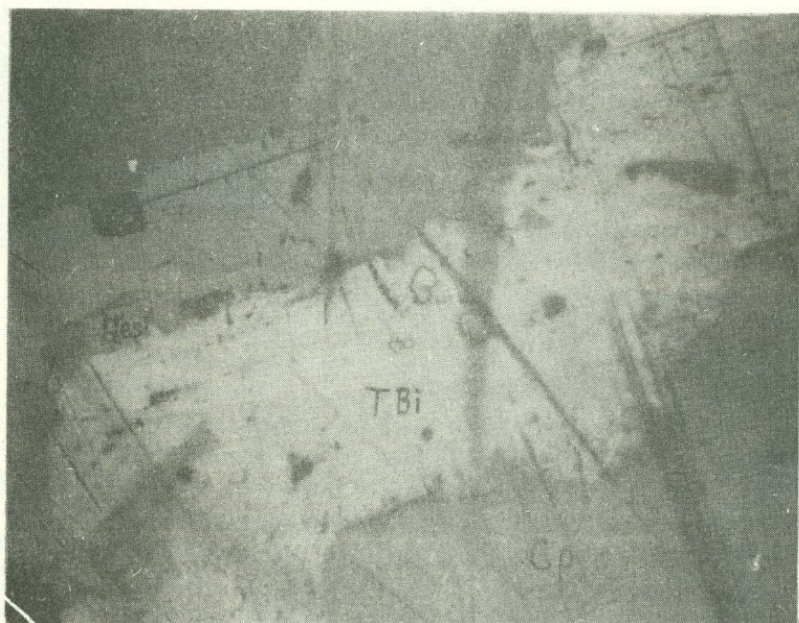


Рис. 42. Теллуrowисмутит (Tb) в сростании с гесситом (Hes) в полях халькопирита (Cp). Среди теллуrowисмутита неопределенного минерала (x) из группы теллуридов. Верхний левый угол - теннантит (Tn). x 540. Иммерсия. Медноколчеданная стадия, рудник № 7-10.

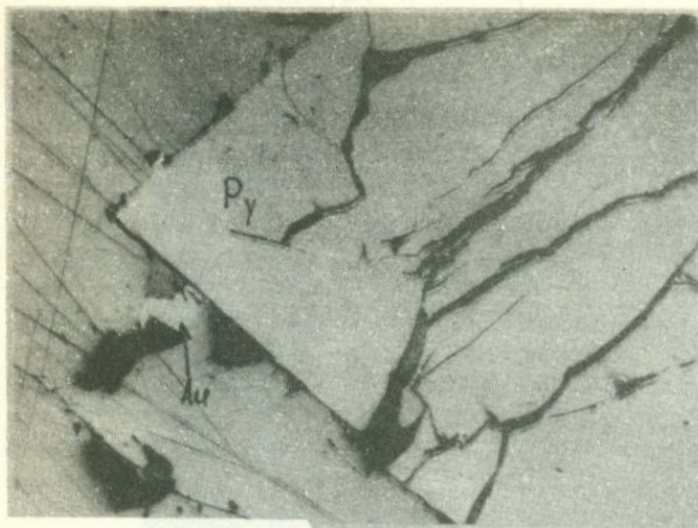


Рис. 43. Самородное золото в ассоциации с гесситом и петцитом приурочено к контакту метакристалла пирита и развивается по трещинкам последнего. х 320. Медноколчеданная стадия, рудник № 7-10.

Рис. 44. Деталь рис. 43. Видно замещение пирита самородным золотом и его проникновение по трещинкам пирита (Py). На контакте последнего гессит (Hes) в сростании с золотом (Au). х 540. Иммерсия.

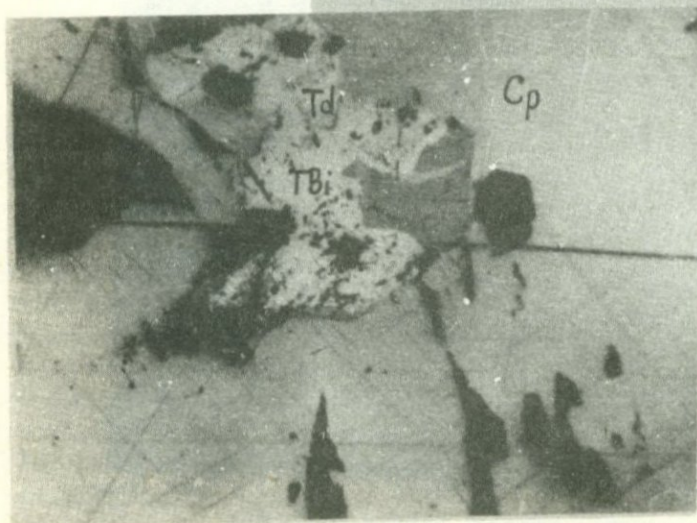
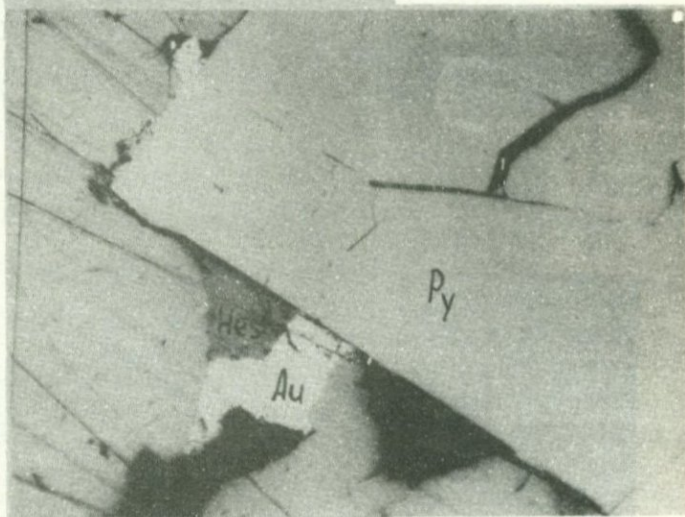


Рис. 45. Теллуrowисмутит (Tb), тетрадимит (Td) в ассоциации с виттихенитом и эмплектитом в полях халькопирита (Cp). х 540. Медноколчеданная стадия.

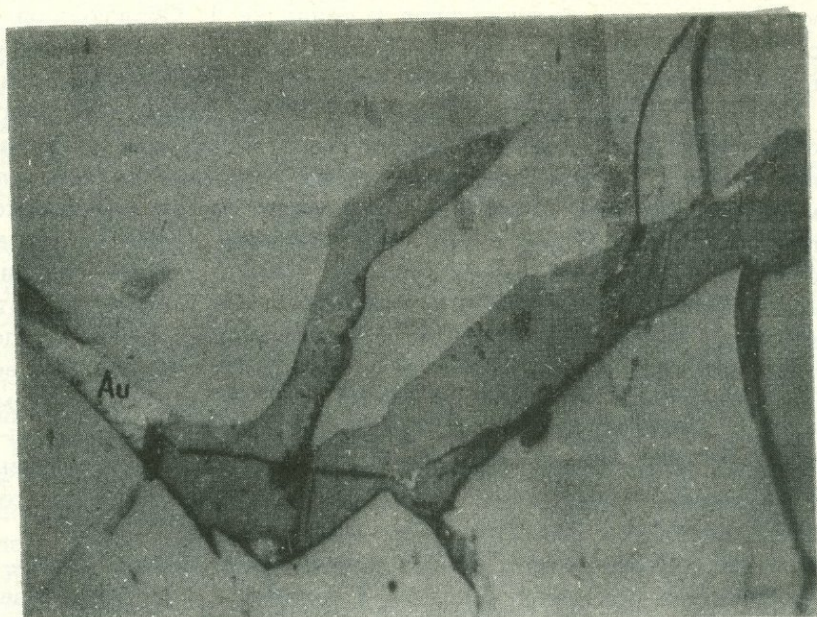


Рис. 46. Ассоциация самородного золота (Au) с теллуридами Au и Ag в трещинках пирита. х 540. Иммерсия, Шаумянское месторождение, полиметаллическая стадия.

держанием мышьяка, цинка, висмута, теллура, серебра, золота.

Среди рудных минералов медноколчеданной стадии наиболее ранним является пирит, за ним следует халькопирит, характеризующийся различной степенью кристаллической зрелости. В полях пирита нами установлены мельчайшие округленные выделения идаита, характеризующегося сильным двуотражением и анизотропией. Преобладающими являются мелко- и среднезернистые образования, сравнительно ограниченное распространение имеет так называемый колломорфный (рудник 5-6) "матовый" халькопирит. Структурное травление последнего не показало каких-либо признаков колломорфной структуры, наоборот, во всех протравленных аншлифах он характеризовался крупнозернистой внутренней структурой. Халькопирит иногда образует структуры распада твердого раствора с борнитом и эмульсионную вкрапленность в сфалерите.

Борнит – третий по распространенности рудный минерал данной стадии. Под микроскопом цвет от темно-коричневого до розовато-синего, что, вероятно, обусловлено неоднородностью его состава. Согласно П.Рамдору, в состав "борнита" в различных количествах могут входить молекулы CuFeS_2 и Cu_2S . Действительно, борнит нередко образует постепенные переходы с халькозином, выпадающим позже борнита. Халькозин представлен двумя разновидностями, первая разновидность – это синий изотропный халькозин (или неодигенит), образующий постепенные переходы, с одной стороны, с борнитом, с другой – с пластинчатым халькозином. Последний характеризуется почти отсутствием голубого оттенка, заметной анизотропией и двуотражением.

В рудах медноколчеданной стадии в небольшом количестве, но сравнительно часто встречается блеклая руда (теннантит). Образует он изометрические, неправильные, удлиненные выделения в полях халькопирита и пирита. Нередко микропрожилки теннантита пересекают поля халькозина, борнита, халькопирита и пирита. В полях теннантита иногда встречаются небольшие выделения энаргита. В ассоциации с теннантитом в полях борнита медноколчеданной стадии установлены минералы группы германита-реньерита. Обработка собранного нового фактического материала подтвердила вывод о том, что минералы германия, установленные в рудах Кафанского месторождения, нельзя считать типичными аналогами тсумбского германита и реньерита, они скорее являются разновидностями реньерит-идаитового и германит-борнитового рядов (59). Это предположение подтверждается, в частности, выявлением несколько отличающихся друг от друга по цвету двух анизотропных германиевых минералов, относимых нами к группе реньерита. Особенно интересным является выявленный авторами парагенезис медновисмутowych минералов (виттихенит, эмплектит) с висмутином, тетрадимитом, теллуrowисмутитом, гесситом, петцитом и др. минералами.

Результаты микроскопического исследования, позволяющие заключить о приуроченности минералов висмута и серебра к участкам развития сфалерита и теннантита, в целом подтверждаются химическими анализами объединенных проб многочисленных штучных образцов, отобранных из трех эксплуатационных горизонтов по всему простиранию жилы № 5 рудника 7-10. При этом, пробы из горизонта 1009 м (Саралых 2) были наиболее богатыми как по содержанию висмута и серебра, так и мышьяка и цинка. В пробах из других горизонтов содержание отмеченных элементов ниже. В целом, продукты медноколчеданной стадии представляют определенный интерес в отношении содержания селена, теллура, висмута и серебра. Значительная часть этих элементов, за исключением селена, представлена в виде собственных минералов висмута, серебра, теллура.

Кроме отмеченных элементов, в рудообразующих минералах медноколчеданной стадии установлены также титан, свинец, мышьяк, сурьма (0,0 п - 0, п %), никель, кобальт, молибден (0,00 п - 0,0 п %), а также олово, ванадий, таллий, индий, кадмий (0,000 п - 0,00 п %).

Медно-мышьяковая стадия минерализации имеет значительное развитие на юго-восточном фланге рудника 6. Она представлена маломощными невыдержанными жилами, прожилками и гнездообразными скоплениями, приуроченными к Кавартджурскому разлому. Руды данной стадии характеризуются большим разнообразием минерального состава. Главным рудным минералом данной стадии являются энаргит, с ним в различных количествах присутствуют теннантит, пирит и халькопирит. Нередко энаргит ассоциируется с борнитом, сфалеритом, халькозином, ковеллином, люцонитом, реньеритом, германитом и, очень редко, с галенитом, самородным серебром, теллуридами. С энаргитом очень часто в большом количестве присутствует пирит, структурные взаимоотношения которого с перечисленными выше минералами позволяют его считать более ранним. По-видимому, основная часть ассоциирующего с энаргитом пирита является продуктом предыдущих стадий минерализации. В частности, об этом свидетельствует цементация интенсивно раз-

дробленных выделений пирита продуктами медно-мышьяковой стадии. Нередки случаи, когда вкрапленная пиритовая минерализация пересекается прожилками энаргит-теннантитового состава. Некоторые исследователи в пределах рудника 6 кроме медно-мышьяковой стадии выделяют и самостоятельную пирит-халькопирит-халькозин-борнитовую стадию минерализации, которая, как сами авторы отмечают, практически неотделима и обе они протекали почти одновременно.

Как нам кажется, некоторые наблюдаемые различия минерального состава в различных участках одних и тех же рудных тел свидетельствуют об изменении состава гидротермальных растворов, приведших к образованию следующих равновесных парагенетических ассоциаций минералов: пирит-энаргит-теннантитовая, энаргит-теннантит-халькопирит-борнитовая, халькозин-сфалерит-редкоментальная. Отмеченные ассоциации минералов пространственно не выдержаны и иногда образуют взаимные переходы. Широко развитые структуры замещения и разложения в рудах медно-мышьяковой стадии позволяют считать, что рудоносные растворы данной стадии приводили к переотложению минералов более ранних стадий. Несомненно, что в сложных структурно-геологических условиях рудника 6 процессы переотложения минералов могли протекать с различной интенсивностью, что, несомненно, также могло отразиться на минеральном составе руд. Так, раздробленные выделения пирита нередко разъедаются и цементируются борнитом и халькопиритом, которые являются продуктами разложения и переработки пирита, имевших место под воздействием богатых медью и мышьяком гидротермальных растворов. Последние в наиболее тонких трещинах пирита отлагают халькопирит, а борнит с энаргитом, халькозином и ковеллином заполняют более широкие трещинки, и те участки, где принос рудоносных растворов медно-мышьяковой стадии не сопровождался разложением более раннего пирита. Часто замещаясь энаргитом, халькопирит сохраняется в виде реликтов в его подях. Нередко энаргит и халькопирит образуют субграфические структуры срастания или тончайшие вкрапленники халькопирита концентрируются на стыках отдельных индивидов энаргита и происходит коалесценция эмульсионных выделений халькопирита в тонкие жилочки, приуроченные к трещинкам или к стыкам отдельных индивидов энаргита. Характерны также прожилки халькопирита в энаргите, структуры краевых и реакционных камер халькопирита вокруг энаргита и между энаргитом и пиритом. Все это дает основание считать, что выпадение халькопирита внутри медно-мышьяковой стадии началось еще до кристаллизации энаргита и продолжалось после него.

В тесной ассоциации с теннантитом, борнитом, халькопиритом, энаргитом, сфалеритом и другими минералами данной стадии установлены минералы германия, представленные разновидностями германита, реньерита и неизвестным олово-германитовым минералом, описанным под названием "минерал х".

Результаты химических и спектральных анализов проб и рассматриваемой стадии минерализации показывают, что продукты медно-мышьяковой стадии характеризуются повышенным содержанием германия, теллура, серебра, висмута. Из других элементов-примесей постоянно при-

сутствуют сурьма до 1%, олово, кадмий 0,003–0,1%. В такой ассоциации элементов и минералов несколько необычным является почти полное отсутствие самородного золота.

Полиметаллическая стадия минерализации интенсивно проявлена на юго-восточном фланге рудного поля (золото-полиметаллическое месторождение Шаумян), сравнительно слабо в рудниках Ленинской группы, Хин-Барабатум, руд. 6, 7–10 и на участках Бадали-юрт, Норашеник. Очень интересно проявление полиметаллической стадии на участке Нор-Хазна, в шестом южном кварцлагере рудника 1–2 (гор. 810), где с галенитом и сфалеритом тесно ассоциируется алтаит, образующий гнездообразные скопления в карбонатной массе. В пределах собственно Кафанского месторождения продукты полиметаллической стадии представлены жилами, прожилками, а иногда и гнездами, заполненными пиритом, сфалеритом, халькопиритом, теннантитом, тетраэдритом, алтаитом, галенитом и другими теллуридами, самородными элементами. Основными рудными минералами данной стадии являются сфалерит, пирит, и халькопирит; подчиненное развитие имеют галенит, блеклые руды, теллуриды. Все они, взятые вместе, образуют ряд равновесных парагенетических ассоциаций минералов: пирит–халькопирит–сфалеритовая, сфалерит–галенит–халькопирит–теннантитовая и галенит–сфалерит–алтаит–теннантитовая. Основные концентрации цинка представлены темноокрашенными разновидностями сфалерита, приближающимися к марматитам. Подчиненное развитие имеют светлые разновидности янтарного и зеленовато-желтого цветов (клейофан).

На верхних горизонтах рудника 6 встречены прожилки розовато-красного сфалерита с необычно высоким содержанием германия (до 0,3%). В полированных шлифах сфалерит образует аллотриоморфнозернистую структуру с хорошо выраженными признаками замещения его галенитом, халькопиритом, блеклой рудой. Нередко образует структуры "взаимных границ" или содержит обильную, очень тонкую эмульсионную вкрапленность халькопирита, локализованную в периферических частях отдельных зерен. Местами вкрапленники халькопирита сливаются, заполняя отдельные трещинки в сфалерите или приурочиваются к стыкам его отдельных индивидов и вдоль линий спайности. Все это, в целом, позволяет считать, что кристаллизация сфалерита началась раньше формирования халькопирита и продолжалась после его выпадения. Более поздними являются блеклая руда, галенит и теллуриды. В отраженном свете при внимательном наблюдении удается выделить следующие разновидности блеклой руды: голубовато-серая, зеленовато-серая, и розовато-серая. Первые две разновидности диагностируются соответственно как теннантит и тетраэдрит. Третья разновидность по своему цвету и отражательной способности приближается к энаргиту, в отдельных случаях почти не отличаясь от него. Она обычно постепенно переходит в голубовато-серый теннантит. При этом розоватый цвет почти всегда наблюдается там, где выделения блеклой руды контактируют с халькопиритом, с удалением от последнего розоватый оттенок постепенно исчезает. Все это дает основание предполагать, что подобный "энаргитовый" цвет является не чем иным, как результатом обогащенности теннантита медью или халькопиритовой молекулой. Выяснение данного вопроса является весьма интересным.

Галенит в рудах полиметаллической стадии имеет исключительно неравномерное распределение. Его значительные скопления приурочены к наиболее верхним частям рудных тел, а нижние — почти лишены галенита. С ним тесно ассоциируются теллуриды, представленные алтаитом, гесситом, петцитом, калаверитом (?) (рис. 38, 39, 41–52).

Не останавливаясь на подробном описании структурно-текстурных взаимоотношений отмеченных минералов, отметим лишь, что образование теллуридов из насыщенных серой растворов при очень низком содержании теллура объясняется (106) сложностью изоморфизма теллура с серой.

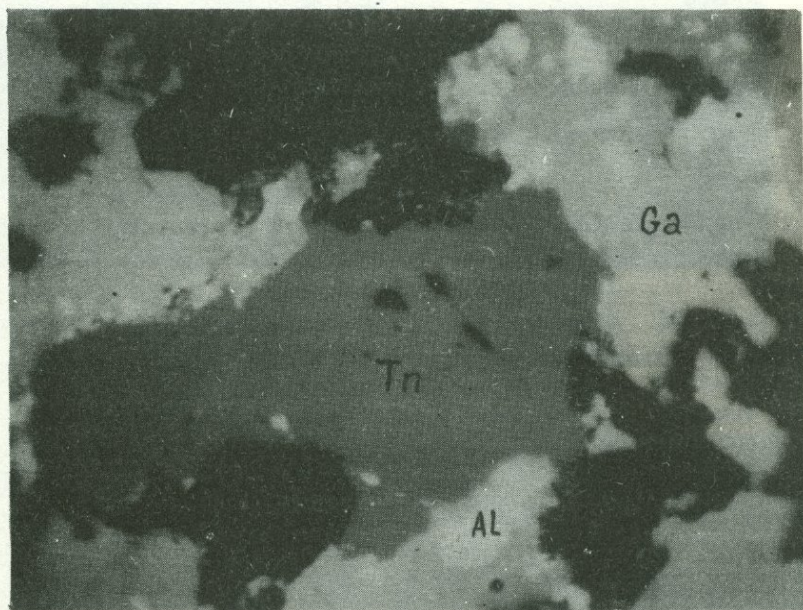


Рис. 47. Алтаит (At) в полях галенита (Ga) в ассоциации с теннантитом (Tn). х 320. Шаумянское месторождение, полиметаллическая стадия.

Распределение теллуридов в рудах месторождения крайне неравномерно, что, по-видимому, обусловлено значительной неоднородностью гидротермальных растворов. При этом, возможно, значительная часть теллура не только позже выпадает из гидротермальных растворов, но и привносится позже. В частности, об этом могут свидетельствовать микропрожилки теллуридов в трещинах раздробленного пирита ранней генерации.

Результаты анализов руд и минералов из полиметаллической стадии показывают, что в продуктах поздней стадии происходит значительное увеличение содержаний теллура, золота, кадмия. При этом наиболее высокие концентрации золота приурочены к сфалериту и халькопириту; серебра — к галениту и сфалериту; кадмия — к сфалериту; теллура — к галениту и халькопириту. Наиболее богаты германием

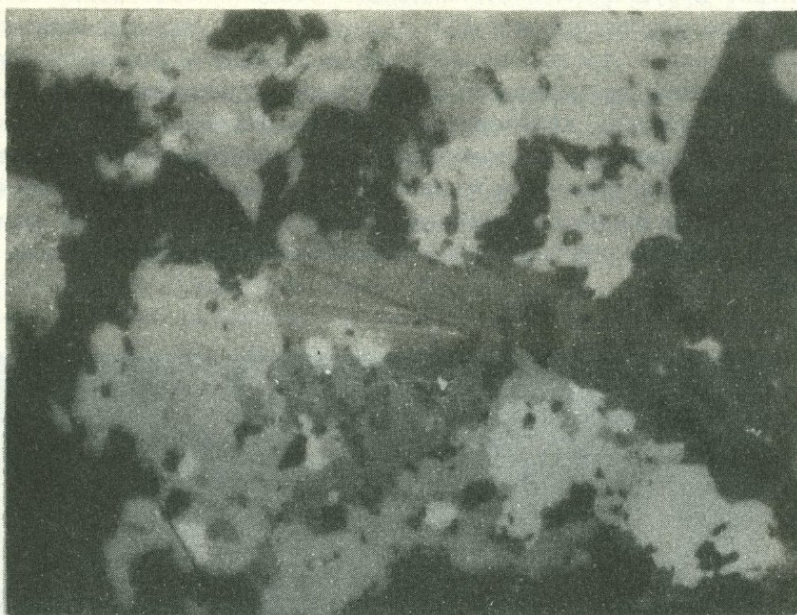


Рис. 48. Алтаит в полях халькопирита. х 320. Шаумянское месторождение, полиметаллическая стадия.

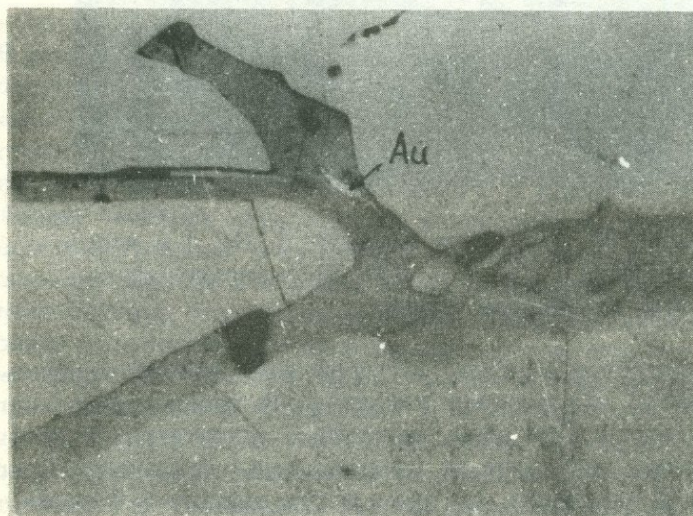


Рис. 49. Гессит и петцит в ассоциации с самородным золотом (Au) заполняют трещинки пирита. х 540. Иммерсия. Шаумянское месторождение, полиметаллическая стадия.

светлоокрашенные сфалериты. Из других элементов-примесей во всех разновидностях сфалерита постоянно присутствуют: галлий - 0,001 - 0,05%, индий - 0,001-0,03%, титан - 0,01-0,1%, железо - 0,1-5%. В сфалерите часто присутствует олово - 0,0003-0,01%. Спорадически обнаруживаются: висмут - 0,0003-0,01%, ртуть - 0,0003-0,001%, молибден, ванадий, никель (0,0003-0,003%). В галените, кроме приведенных элементов, спектральным анализом почти постоянно обнаруживаются:

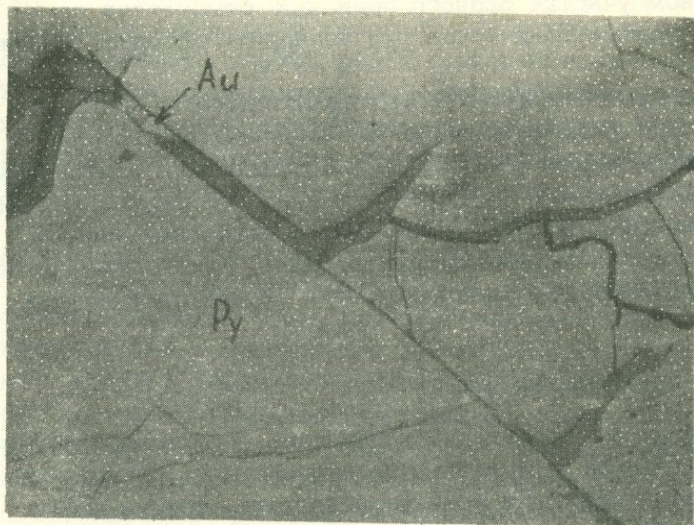


Рис. 50. Самородное золото в ассоциации с гесситом и петцитом заполняет трещинки в пирите. х 320. Шаумянское месторождение, полиметаллическая стадия.

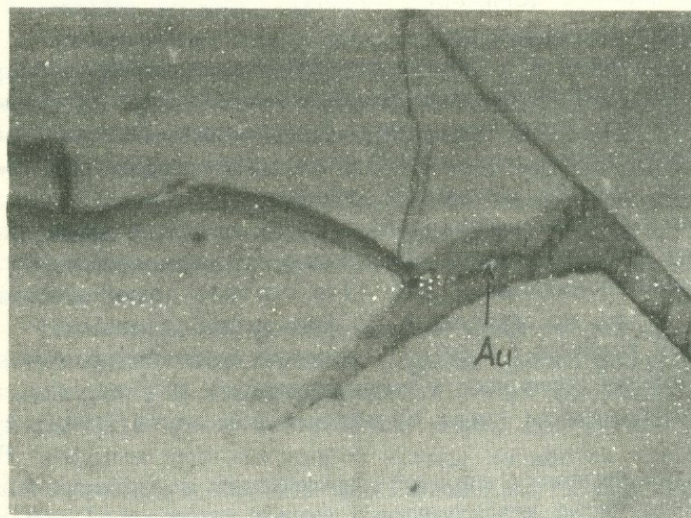


Рис. 51. Деталь рис.50. Заметно более позднее выпадение самородного золота (Au), которое заполняет трещинки в гессит-петцитовой массе. х 540. Иммерсия.

висмут (0,003–0,1%), титан (0,003–0,01%). В отдельных пробах установлены: ртуть (0,0003–0,1%), индий (0,001%), ванадий (0,0003%).

Сульфатная стадия минерализации представлена маломощными, невыдержанными жилами и прожилками, заполненными гипсом, ангидритом, селенитом. Наиболее интенсивно проявлена в рудниках 6 и 7–10, где висячих крыльях нарушений (Каварт-джурский, Восточно-Саядкарский) образует мощные залежи протяжением до 1,5 км и местами мощностью 100 м и более. Структурно-текстурные взаимоотношения медно-мышьяковых руд с гипсовыми прожилками показывают, что последние отчетливо пересекают сплошные поля энаргит-теннантитовых руд, что дает основание заключить о более позднем проявлении сульфатной стадии минерализации. Возрастные взаимоотношения ангидрит-гипсовой и полиметаллической стадий минерализации устанавлива-

ются на юго-восточном участке рудного поля, где отмечается замещение и цементация полиметаллических руд ангидрит-гипсовым цементом.

Карбонатная стадия минерализации. Место ее в общей схеме формирования руд устанавливается на основании пересечения и заполнения центральных частей отдельных сульфидных жил карбонатом. Однако в пределах рудного поля (рудник 7-10 и др.) известны случаи пересечения карбонатных прожилков продуктами медноколчеданной и серноколчеданной стадий минерализации. Последний факт служил основанием для выделения самостоятельной дорудной карбонатной стадии минерализации.

4.1.3. Геохимические особенности руд

Анализ парагенетических ассоциаций минералов, сменяющих друг друга в выделенных стадиях минерализации, показывает, что в течение всего процесса минерализации концентрация серы, так же как и рудных компонентов, претерпевает значительные изменения. Эти изменения происходят как внутри отдельных стадий, так и между различными стадиями. В целом с понижением температуры растворов концентрация ионов серы уменьшается.

В наиболее ранних стадиях и в начале каждой стадии минерализации концентрация ионов серы была сравнительно высокая, что обусловило низкий окислительный потенциал среды и выпадение пирита. С понижением концентрации ионов серы образуются менее сернистые соединения — халькопирит, борнит, халькозин, теннантит и др.

Высокий окислительный потенциал среды в конце рудного процесса (сульфатная стадия минерализации) обуславливает выпадение серы в виде шестивалентного катиона (S^{6+}) в составе комплексного аниона $[SO_4^{2-}]$, что, по мнению А. Г. Бетехтина, указывает на образование сильной кислоты $[H_2SO_4]$, которая, энергично воздействуя на горные породы, приводит к выщелачиванию Na, K, Ca, Fe и др., нередко с отложением таких сульфатов, как алунит, гипс и др.

Развитие рудообразовательного процесса происходит в условиях постепенного увеличения числа компонентов (рудных элементов), принимающих участие в минералообразовательном процессе. Так, если не считать серу и кремнекислоту, которые присутствуют во всех рудных стадиях, то в составе продуктов первой стадии минерализации принимают участие железо и, очень мало, медь. Во вторую стадию содержание меди резко возрастает, появляются мышьяк, цинк, висмут, теллур, золото. В гидротермах третьей стадии концентрация мышьяка резко возрастает, увеличивается содержание цинка и других рудных элементов. В гидротермах полиметаллической стадии минерализации наряду с Fe, Cu, As резко возрастает концентрация Zn, Pb и Te, значительно увеличиваются содержания золота, серебра, кадмия, индия и др. элементов. Таким образом, продукты каждой последующей рудной стадии минерализации содержат почти все элементы предыдущих стадий плюс новые, при этом с увеличением количества

элементов происходит изменение их относительной концентрации. Эта закономерность, характеризуя особенности эволюции остывающего магматического очага, питающего гидротермальные растворы рудными компонентами, может способствовать выяснению последовательности формирования различных типов руд и стадий минерализации в тех месторождениях колчеданной генетической группы, где пространственная разобщенность продуктов различных стадий минерализации не позволяет судить об их возрастных взаимоотношениях.

Железо представлено пиритом, халькопиритом, борнитом и др. сульфидами. Наряду с этим, примесь железа в тех или иных количествах присутствует в сфалерите (0,65–10,5%), энаргите ($> 1,0\%$), халькозине ($> 1,0\%$), галените (0,01–1,0%), алтаите (0,1–0,3%) и др. Содержание железа в массивных колчеданных рудах доходит до 33,0%, а в полиметаллических – до 7,0%. Среднее содержание железа в рядовой руде по отдельным рудникам Ленгруппы варьирует от 8–9% до 14–15%.

Медь является важнейшим элементом руд месторождения, она входит в состав сульфидов, сульфосолей, окислов, сульфатов, карбонатов и других минералов, образование которых связано с эндогенными и экзогенными процессами.

Сравнительно повышенные концентрации меди обнаруживаются в пирите (0,01–1,0%), сфалерите (0,01–1,0%), галените (до 1,0%) и алтаите (0,1–0,3%), что объясняется наличием механических примесей халькопирита, борнита, халькозина и др. минералов.

Максимальный вынос меди гидротермами падает на медноколчеданную стадию минерализации. Содержание меди в рудных жилах колеблется в пределах от десятых долей процента до 37,0%, в штокверковых рудах содержание ее варьирует от десятых долей процента до нескольких процентов.

Цинк в рудах месторождения представлен сфалеритом, который встречается почти во всех стадиях рудной минерализации. Промышленные скопления цинка сосредоточены за пределами Кафанского месторождения в полиметаллических жилах Шаумянского месторождения. В пределах рудного поля с запада на восток содержание цинка повышается. Спектральными анализами цинк обнаружен во всех сульфидах и сульфосолях. Наиболее высокое содержание его установлено в галените, халькопирите, энаргите и борните (до одного процента и более), в остальных минералах концентрация его доходит до десятых долей процента, что отчасти обусловлено механическими включениями сфалерита.

Галлий. Распределение по сульфидным минералам (табл.6) руд месторождения показывает, что его наиболее высокие концентрации приурочены к сфалеритам, в других сульфидах (пирит, халькопирит, галенит, халькозин) концентрация галлия не превышает сотых долей процента.

Примесь галлия в халькопирите, халькозине, галените, алтаите, вероятно, обусловлена наличием в них микроскопических выделений сфалерита или других минералов-концентраторов галлия.

В цинковых обманках месторождения частота нахождения галлия падает в ряду: клейофан-сфалерит-марматит (табл.7).

Таблица 6

№№	Стадии минерализации и минералы-носители	Кол-во спектр. анал.	Содержание галлия в процентах	
			от	до
1	Медная			
	Халькопирит	35	не обн.	0,001-0,01
	Пирит	16	не обн.	0,001-0,01
II	Медно-мышьяковая			
	Халькозин	2	не обн.	0,001-0,01
III	Полиметаллическая			
	Сфалерит	20	0,001-0,1	0,01-0,1
	Галенит	7	0,001	0,01
	Алтаит	1	0,001	0,001

Таблица 7

Разновид- ности сфалерита	Кол- во хим. анал.	Содерж.		Содержание элементов в г/т					
		железа		Кадмий		Индий		Галлий	
		в %							
		от	до	от	до	сред- нее	от	до	сред- нее
Клейофан	4	0,65-1,75	1,4-4,5	2,9	80-120	105	30-45	36	
Сфалерит	6	5,62-7,43	550-750	657	50-70	62	18-26	19	
Марматит	10	8,25-10,5	100-500	342	3-40	24	2-15	9	

Германий наиболее высокие концентрации образует в медно-мышьяковой и полиметаллической стадиях минерализации (до 10 усл. ед.).

Содержание германия в главнейших рудных минералах различных стадий минерализации очень низкое. Лишь в отдельных случаях оно несколько повышается в колломорфном пирите и, в особенности, халькопирите и борните. Наиболее богатым германием рудообразующим минералом месторождения является энаргит, в котором среднее содержание германия составляет 25 усл. ед., что почти в 10-15 раз превышает содержание его в халькопирите (1,5 усл. ед.), в два-три раза выше, чем в сфалерите (10 усл. ед.). Однако содержание германия в энаргите, в отличие от сфалерита, больших колебаний не претерпевает. Ассоциирующий с энаргитом теннантит характеризуется сравнительно низким содержанием германия. Так, если энаргит почти постоянно содержит десятки условных единиц германия, то в теннантите, за исключением тех случаев, когда в полях теннантита имеются микроскопические выделения минералов германия, это содержание не превышает нескольких усл. ед.

Степень концентрации германия в различных типах руд находится в определенной зависимости от содержания мышьяка и цинка.

Положительная корреляционная связь наблюдается также между оловом и германием. Наиболее высокие содержания германия установлены

в тех минералах (энаргит, сфалерит, отчасти халькопирит), которые наиболее богаты оловом.

Мышьяк относится к числу характерных рудных элементов Кафанского месторождения. Привнос его основных концентраций происходит в медно-мышьяковую стадию минерализации, небольшие концентрации установлены и в продуктах серноколчеданной, медноколчеданной и полиметаллической стадий. В этом ряду его содержание постепенно увеличивается.

Характерной особенностью распределения мышьяка в рудах месторождения является исключительная неравномерность. Основная форма его нахождения – это собственные минералы – теннантит и энаргит. Наиболее широкое распространение имеет теннантит, который образуется в менее "сернистых" средах, чем энаргит, который в рудах наиболее ранних стадий имеет незначительное развитие и, как правило, замещается теннантитом. Такие же структурные взаимоотношения энаргита и теннантита наблюдаются повсеместно и для руд медно-мышьяковой стадии минерализации, что позволяет говорить об уменьшении окислительного потенциала среды при понижении температуры минералообразования.

Несмотря на значительное содержание мышьяка, энаргит отсутствует в рудах полиметаллической стадии. В них мышьяк представлен теннантитом. В составе теннантитов в отдельных случаях в значительном количестве присутствуют сурьма и серебро, которые соответственно замещают Cu и As.

Селен и теллур являются характерными элементами руд месторождения. Наиболее богатым селеном и теллуrom является жильный тип оруденения. Содержание селена в жильных рудах варьирует в пределах от п. $10^{-3}\%$ до п. $10^{-2}\%$, теллура от п. $10^{-4}\%$ до п. $10^{-2}\%$. Прожилково-вкрапленный тип оруденения по сравнению с жильным значительно беднее селеном и теллуrom. Содержание селена и теллура в рудах прожилково-вкрапленного типа оруденения колеблется от п. $10^{-4}\%$ до п. $10^{-3}\%$. В рядовой руде месторождения среднее содержание Se и Te почти равное и составляет $1,7 \cdot 10^{-3}\%$. Наиболее богатыми селеном являются руды среднетемпературной медной, а теллуrom полиметаллической стадии минерализации (43).

В процессе рудообразования отмечается общая тенденция накопления селена в продуктах медной стадии минерализации. Относительное повышение содержания теллура характерно для халькопиритов и пиритов полиметаллической стадии минералоотложения. Наименьшие содержания теллура установлены в сульфидах серноколчеданной стадии. Наиболее богат селеном алтаит.

Форма нахождения теллура в рудах резко отличается от селена: теллур присутствует в виде собственных минералов (теллуриды золота, серебра, висмута и свинца) и изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях. В рудообразующих сульфидах теллур повышенных концентраций не образует, что, вероятно, обусловлено ограниченным изоморфизмом между серой и теллуrom (106).

Молибден и рений весьма неравномерно распределены в рудах, минералах, сульфидных фракциях и концентратах руд месторож-

дения. Отношение молибдена к рению для халькопиритов месторождения в целом составляет 3,5:1.

Среднее содержание рения в медных рудах отдельных рудников месторождения колеблется от 1,1 г/т до 4,68 г/т. В полиметаллических рудах содержание молибдена варьирует от следов до 0,02%. По данным анализов объединенных штучных проб и сульфидных фракций медноколчеданной и полиметаллической стадий минерализации содержание молибдена колеблется в пределах от десятитысячных до тысячных долей процента, в отдельных пробах достигает сотых долей процента. При таких содержаниях молибдена рений не обнаруживается.

В медных концентратах содержание рения колеблется в пределах от $7 \cdot 10^{-5}\%$ до $1 \cdot 10^{-4}\%$, а в рядовой руде, поступающей на фабрику, доходит до $5 \cdot 10^{-5}\%$.

Золото и серебро – характерные элементы – примеси руд месторождения. Пробирным анализом золото обнаружено в пирите, халькопирите, борните, халькозине, сфалерите, галените, теннантите, энаргит-е и алтаите в количестве до 492 усл.ед.

Серебро участвовало в составе рудообразующих процессов на протяжении всего формирования месторождения. В ранние стадии минерализации значительные количества серебра были захвачены халькопиритом, пиритом, борнитом, халькозином и энаргитом. Наиболее высокие содержания (2460 усл.ед.) серебра приурочены к галенитам и сфалеритам.

Для характеристики геохимического поведения золота и серебра в постмагматических процессах весьма показательными являются данные средних содержаний упомянутых элементов в сульфидах различных стадий минерализации месторождения. В ходе гидротермального процесса отмечается общая тенденция накопления золота и серебра в продуктах полиметаллической стадии минерализации, чем и объясняется значительная роль позднего золота. В минералах полиметаллической стадии минерализации $Ag : Au$ уменьшается в ряду: теннантит-пирит-галенит-халькопирит-сфалерит. Содержание серебра варьирует в пределах от 20,8 до 4473 усл.ед., а золота – от 1,2 до 411 усл.ед. В медных рудах Кафанского месторождения среднее содержание серебра не превышает 5–10 усл.ед., золота – 0,5–0,7 усл.ед.

Кадмий является характерным элементом-примесью минералов полиметаллической стадии минерализации. Основным минералом-концентратором его является сфалерит, небольшие (сотые доли процента) содержания установлены также в галените, пирите, халькопирите, алтаите и борните. Присутствие кадмия в количестве 0,1–1,0% и более установлено во всех пробах сфалерита. При этом содержание его повышается в ряду: марматит-сфалерит-клеюфан (табл. 7) и падает в ряду: сфалерит-галенит-пирит-халькопирит-алтаит-борнит (табл.8).

В разновидностях цинковой обманки содержание кадмия повышается с уменьшением в них концентрации железа и с увеличением содержания цинка, то есть между кадмием и железом существует отрицательная корреляционная зависимость.

Индий является одним из характерных элементов – примесей руд полиметаллической стадии минерализации. Установлен главным обра-

Таблица 8

№№ пп	Стадии минерализации и минералы	Кол-во спектр. анал.	Содержание кадмия в процентах	
			от	до
1	Серноколчеданная			
	Пирит	8	не обн.	0,001-0,01
II	Медная			
	Халькопирит	35	не обн.	0,001-0,01
	Пирит	16	не обн.	0,01-0,1
III	Медно-мышьяковая			
	Халькопирит	4	не обн.	0,001-0,01
	Борнит	5	не обн.	0,001-0,01
	Пирит	4	0,001	0,01
IV	Полиметаллическая			
	Сфалерит	20	0,1	0,1
	Галенит	7	0,01	0,1
	Халькопирит	4	0,01	0,1
	Пирит	4	0,001-0,01	0,01-0,1
	Алтаит	1	0,01	0,01

зом в сфалерите, галените, реже халькопирите.

В начале полиметаллической стадии основная масса индия концентрируется вместе с галлием и кадмием в сфалеритах (0,001-0,1%), в конце стадии индий накапливается также в галените (0,001-0,01%) и поздних разновидностях сфалерита (табл. 9).

Таблица 9

№№ пп	Стадии минерализации и минералы-носители	Кол-во спектр. анал.	Содержание индия в %	
			от	до
1	Медная			
	Халькопирит	35	не обн.	0,001-0,01
2	Полиметаллическая			
	Сфалерит	20	0,001-0,01	0,01-0,1
	Галенит	7	не обн.	0,001-0,01

Результаты химических анализов разновидностей сфалерита показывают, что содержание индия в цинковой обманке в значительной степени зависит от времени выпадения сфалерита.

Прежде всего обращает на себя внимание обогащенность индием светлоокрашенных разновидностей цинковой обманки, в которых количество его в пять раз больше, чем в темноокрашенных. В ряду: халькопирит-галенит-сфалерит, концентрация индия возрастает.

Таллий на месторождении имеет ограниченное распространение, накапливается в галенитах, где содержание его колеблется от 0,0007 до 0,0020% (табл.10).

Таблица 10

№№ пп	Минералы	Кол-во хим. анал.	Содержание таллия в %		
			от	до	среднее
1	Галенит	3	0,0007	0,0020	0,0012
2	Халькопирит	2	0,0004	0,0008	0,0006
3	Пирит	2	0,0002	0,0004	0,0003
4	Сфалерит	2	не обн.	не обн.	—

Содержание таллия в сульфидах возрастает в ряду: сфалерит-пирит-халькопирит-галенит, среднее содержание его в медных рудах отдельных рудников Ленгруппы варьирует от 6,0 до 20,77 кг/т.

Свинец является одним из основных рудообразующих элементов полиметаллической стадии. Наиболее высокие концентрации он образует в верхних частях полиметаллических жил. С глубиной концентрация его уменьшается до полного его отсутствия. Сравнительно повышенные концентрации свинца устанавливаются также в верхних и средних частях отдельных медноколчеданных жил. Некоторая часть свинца в рудах Кафанского месторождения входит в состав алтаита. Небольшие концентрации свинца установлены в рудах серноколчеданной и медно-мышьяковой стадий минерализации. В последних он присутствует главным образом в рассеянной форме и исключительно редко образует самостоятельные минералы — галенит, алтаит.

Во всех стадиях и парагенетических ассоциациях минералов соединения свинца выпадают позже всех ассоциирующихся с ними сульфидов.

Висмут в рудах месторождения присутствует в количестве от тысячных до сотых и реже десятых долей процента. Среднее содержание его по данным химических анализов объединенных проб, отобранных по трем эксплуатационным горизонтам жилы № 5 (руд. 7-10), составляет 0,013%. Повышенные концентрации висмута установлены также в рудных концентратах медно-мышьяковой и, в особенности, полиметаллической стадий минерализации. В отмеченных рудах висмут образует собственные минералы — висмутин, виттихенит, эмплектит, тетрадимит, теллуrowисмутит. Приуроченность минералов висмута к полям халькопирита и вхождение его в решетки сульфидов и сульфосолей меди обуславливает почти полное его извлечение в медный концентрат.

Таким образом, приведенные данные по характеру распределения различных элементов-примесей в рудах Кафанского медно-полиметаллического месторождения дают основание считать целесообразным комплексную переработку руд, кроме меди, свинца, цинка, золота и серебра, из них можно извлекать также: селен, теллур, висмут, индий, германий, кадмий и галлий.

Продукты наиболее ранней (серноколчеданной) стадии в той или иной мере проявлены во всех зонах рудной минерализации; при этом интенсивность оруденения в участках медноколчеданных и полиметаллических руд местами не уступает интенсивности ее проявления в участках собственно серноколчеданной минерализации. Кроме того, детальные исследования различных типов руд в участках развития меднокол-

чеданных руд показывают, что здесь местами, хотя и слабо, проявлены продукты полиметаллической стадии и, наконец, в участках развития полиметаллической минерализации в той или иной степени интенсивности проявлены продукты всех трех типов руд, с достаточно отчетливо выраженными следами многостадийного формирования полиметаллических рудных тел. Все это дает основание считать, что формирование рудовмещающих структур участков полиметаллической минерализации началось вместе со структурами участков серноколчеданной и медноколчеданной минерализации и продолжалось после их заполнения рудами. Другими словами, горизонтальная зональность в распределении оруденения в пределах Кафанского рудного поля является зональностью третьего порядка или стадийной зональностью (по В.И.Смирнову). Наряду с горизонтальной зональностью стадийность рудообразования привела к появлению в рудах полосчатых текстур, вызванных повторным приоткрыванием рудовмещающих полостей или появлением сближенных параллельных трещин, заполненных продуктами различных стадий минерализации. В таких структурах зальбанды жил обычно заполнены продуктами ранних, а центральные части – поздних стадий минерализации, или продукты различных стадий расположены в пределах одной жилы или в параллельных прожилках.

Зональность четвертого порядка (зональность отложения) проявлена менее отчетливо и выражена постепенной сменой одной парагенетической ассоциации минералов другим как в горизонтальном направлении (от зальбандов и флангов жил к центру), так и по вертикали. В качестве примера зональности отложения можно напомнить широко распространенный факт перехода пирит-халькопиритовых и полиметаллических жил в кварц-пиритовые и пирит-карбонатные соответственно на флангах и в самых нижних частях, в местах их выклинивания. К зональности четвертого порядка относятся также резкое уменьшение до почти полного исчезновения галенита и увеличение количества меди в нижних частях полиметаллических жил, а также факт увеличения количества энаргита и уменьшение – халькозина на глубоких горизонтах штокверка рудника 6.

Зональностью отложения и пульсацией (внутри одной стадии), по-видимому, следует объяснить увеличение с глубиной количеств цинка, мышьяка, висмута, теллура в жиле № 5 рудника 7–10, теллуридов, золота, серебра – в полиметаллических жилах.

4.1.4. О метаморфизме руд вдоль интра- и пострудных даек

Внедрение даек интра- и пострудных (рис. 52, 53) в оруденелые зоны приводит к различным типам и интенсивности метаморфизма руд (60). При этом интенсивность и характер метаморфизма находятся в зависимости от мощности пострудных даек и минерального состава контактирующих руд. Механическое воздействие связано с формированием вмещающих структур и выражено в интенсивном дроблении сравнительно хрупких минералов (пирит, кварц), обломки которых у непосредственного контакта даек очень мелкие и цементируются более поздними образованиями (карбонат). Признаки приконтактового дробления

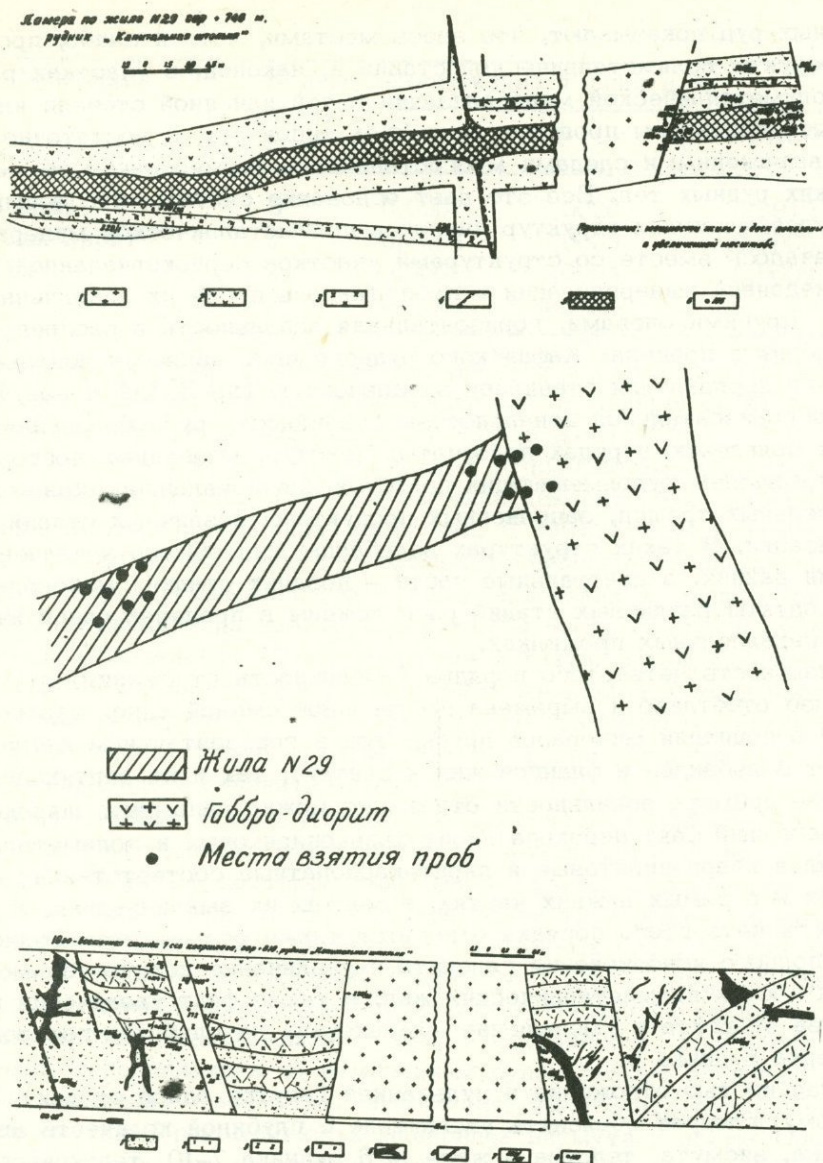


Рис. 52. Взаимоотношения даек (разного состава и возраста) и оруденения (гор. шт. 796 м). а: 1 – пострудная дайка габбро-диорита; 2 – гидротермально измененные кварц-плагиоклазовые порфириды; 3 – дорудная дайка (кислая); 4 – тектонические нарушения; 5 – жила № 29 (медноколчеданная); 6 – места взятия проб; б – деталь фиг. а:в: 1 – гидротермально измененные породы; 2 – вмещающие породы свежие; 3 – пострудная дайка (диабазовая); 4 – пострудная габбро-диоритовая дайка; 5 – рудные тела; 6 – тектонические нарушения; 7,8 – места и номера взятия проб.

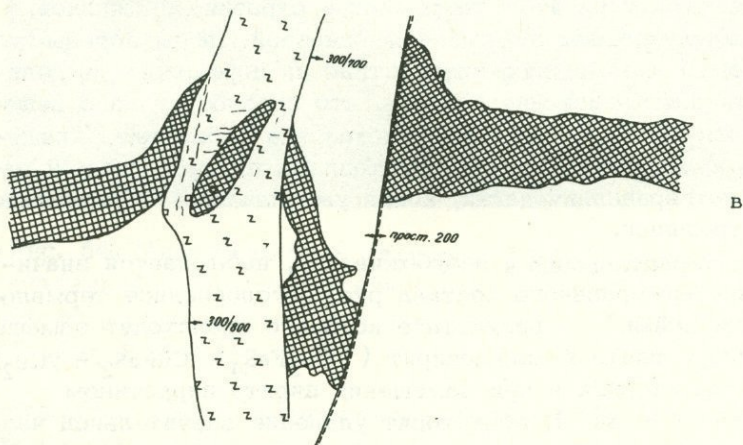
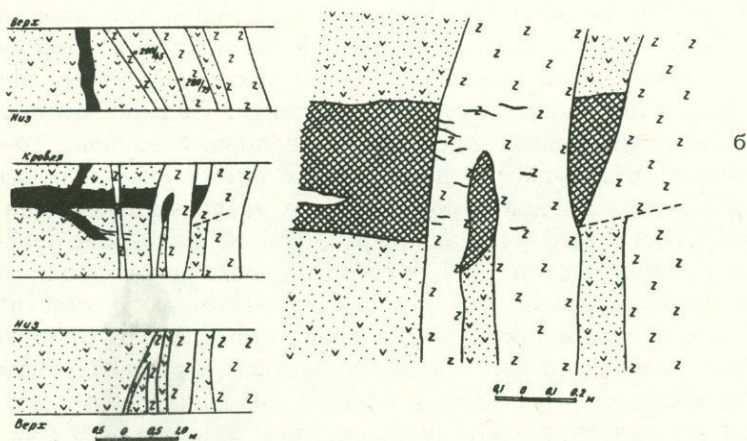
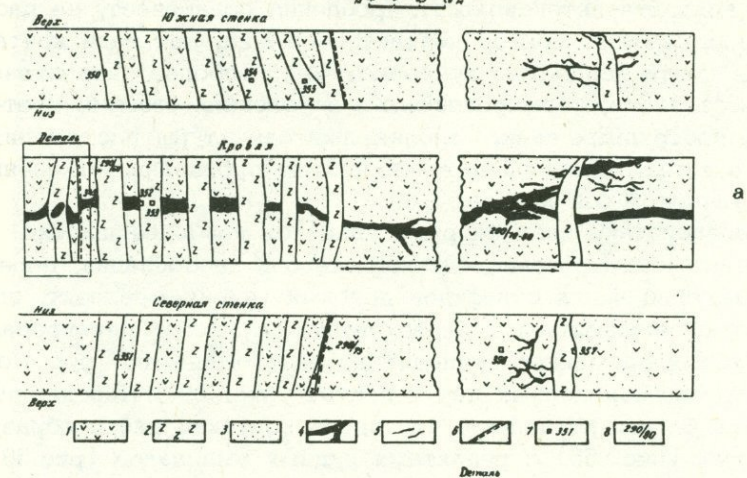
$$25 \quad 0 \quad 25 \quad 100$$


Рис. 53. Пострудные дайки пересекают колчеданную жилу: а - 1-гидротермально измененные порфириды; 2 - диабазовые дайки; 3 - вкрапленное сульфидное оруденение; 4 - рудные тела; 5 - прожилки; 6 - тектонические нарушения; 7,8 - номера и места взятия проб; б и в - детали фигуры а (заштрихованное - рудные жилы).

в рудном кварце выражены в образовании многочисленных трещинок как-таклаза, заполненных карбонатом, интенсивно развитым и в самой дайке. С удалением от контакта интенсивность дробления ослабевает, на расстоянии нескольких сантиметров от контактового шва, признаки контактового дробления почти полностью исчезают. Они наиболее интенсивно проявлены вдоль структур, формировавшихся в условиях сжатия, и отсутствуют вдоль пострудных даек, заполняющих структуры растяжения. В соответствии с этим различной интенсивностью проявлены изменения ориентировки оптической оси кварца.

Термальное воздействие даек на руды является наиболее широко проявленным типом метаморфизма, оно выражено в диссоциации, перераспределении и замещении одних сульфидов другими (пирит-марказит, пирит-пирротин, борнит-халькопирит) в результате "сухого" перегрева. Вынос серы и рудных элементов приводит к "разубоживанию" руд, с образованием в них многочисленных пор и пустот (рис. 54). Нередко этот процесс протекает настолько далеко, что вдоль контакта дайки образуется темная полоса (рис. 55) с реликтами рудных минералов (рис. 56). В таких случаях в альбандах даек наблюдается мельчайшая вкрапленность и тонкая сеть "бахромчатых" прожилков сульфидов, расположенных преимущественно параллельно контакту, как бы повторяя конфигурацию последнего. Значительное развитие имеют также волосные прожилки, расположенные близперпендикулярно контакту. Наличие последних в местах пересечения рудных тел и даек, на первый взгляд, может навести на мысль о дорудности даек, однако этому противоречит отсутствие связи их с массивной рудой и полное их исчезновение на участках приконтактового разубоживания (рис. 55). Образование аналогичных прожилков объясняется (74) переотложением рудных минералов в результате простого перегрева руд (без значительного участия гидротерм) под воздействием пострудных даек. Образование отмеченных прожилков является частным случаем ассимиляции рудного вещества дайками, внедрившимися в оруденелую толщу пород, и происходит путем переотложения сульфидов еще не полностью остывшей, но уже не движущейся магмой. При этом бахромчатое строение прожилков, обусловленное избирательным замещением основной массы породы сульфидным веществом без заметного воздействия на порфировые выделения плагиоклазов, дает основание считать, что привнос рудного вещества в дайку начался тогда, когда она представляла собой еще "кашеобразную" массу с многочисленными кристаллами плагиоклазов, и завершился после затвердевания дайки, когда уже началось образование контракционных трещинок.

Кроме частичного растворения и разубоживания, наблюдается значительное изменение минерального состава руд, обусловленное термальным воздействием дайки, в результате которого происходит замещение и превращение борнита в халькопирит ($\text{Cu}_5\text{FeS}_4 = \text{CuFeS}_2 + 2\text{Cu}_2\text{S}$) (73). При этом так же, как и при замещении пирита пирротинном ($2\text{FeS}_2 = 2\text{FeS} + \text{S}_2$), происходит удаление значительной части серы. Заслуживает особого внимания факт превращения пирита в марказит (рис. 57). Наиболее интересным проявлением контактового метаморфизма руд вдоль пострудных даек является экзоконтактовое

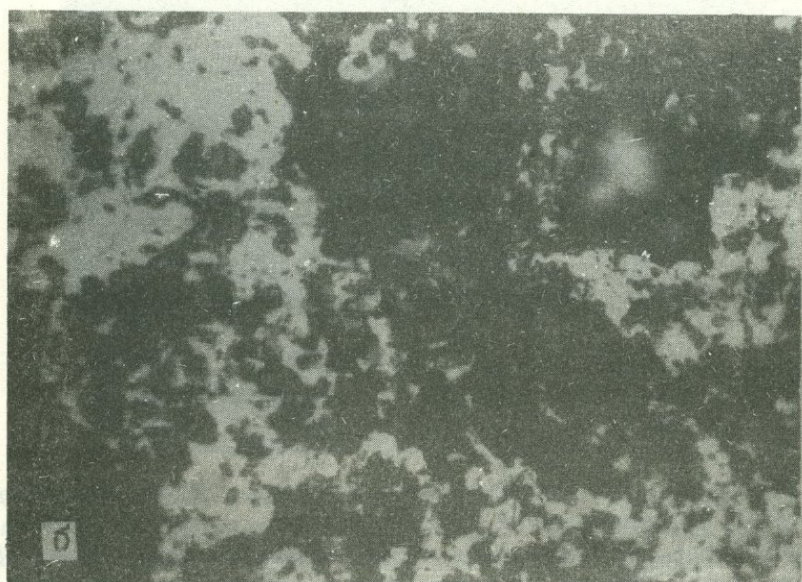


Рис. 54. Микрофото полированного шлифа. Разубоживание сульфидной руды с образованием пор и реликтовых структур вдоль пострудных даек диабазового порфирита (а) и габбро-диорита (б). х 300.

минералообразование, выраженное в метасоматическом замещении сульфидов окислами железа — гематитом и магнетитом. Нередко пирит и халькопирит полосой 10–15 см замещаются гематитом, марти-
том и магнетитом (рис. 58–61), которые по мере удаления от дайки

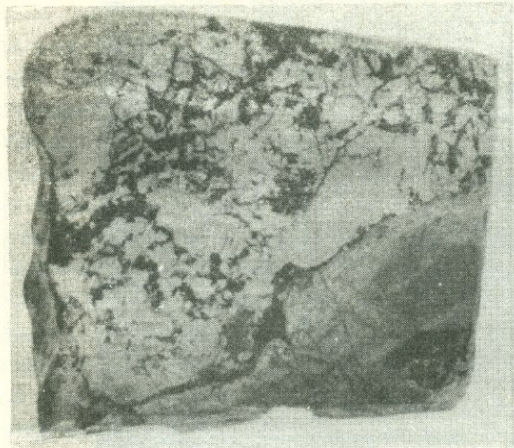


Рис. 55. Контакт массивной халькопиритовой руды с пересекающей рудную жилу диоритовой дайкой на гор. 746 м Комсомольского рудника. Вокруг контактового шва образуются волосяные прожилки, берущие начало с зоны разубоживания с реликтовой структурой. Фото полированного штуфа.

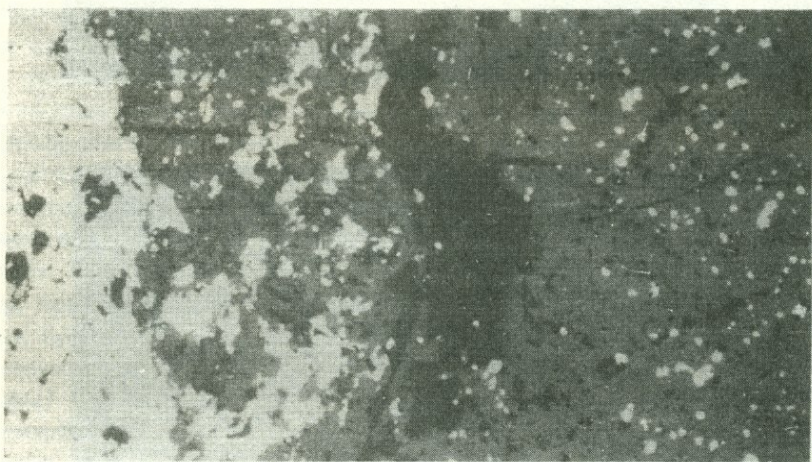


Рис. 56. Деталь рис. 55. под микроскопом. $\times 160$. Контакт дайки с оруденелой породой с реликтами сульфидных минералов.

постепенно исчезают. При этом меняется не только общее количество окислов, но и их количественные соотношения. Последние во многом зависят от интенсивности протекания процесса мартитизации, который у непосредственного контакта проявлен сильнее. Гематитизация сульфидных руд происходит не только путем мартитизации, но и непосредственного замещения сульфидов гематитом. Об этом свидетельствует развитие таблитчатых (рис. 59, 60) и радиальнолучистых агрегатов гематита по сульфидам.

Отчетливо проявленные признаки термальной диссоциации сульфидов вместе с интенсивно проявленной гематитизацией и образованием пирротина являются результатом сравнительно высокотемпературного метасоматоза при высоком парциальном давлении кислорода. Аналогичные факты, установленные на месторождениях Квебек и Левиха объясняются (73, 74) гидротермальными процессами, сопровождающими внедре-

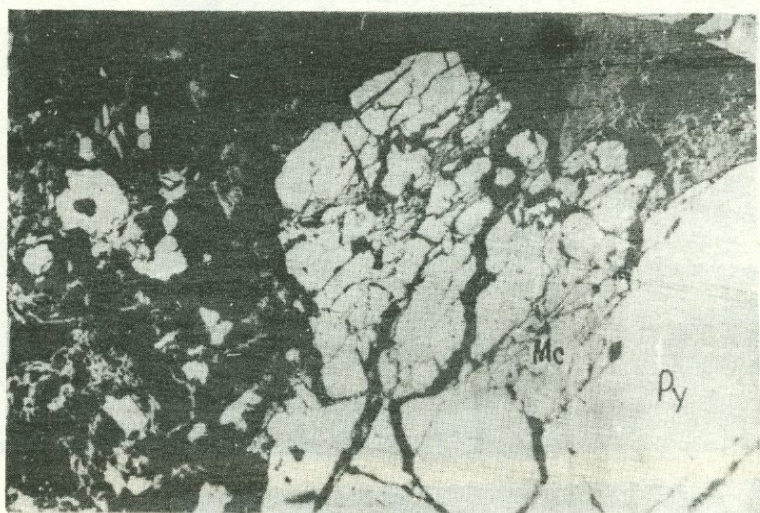
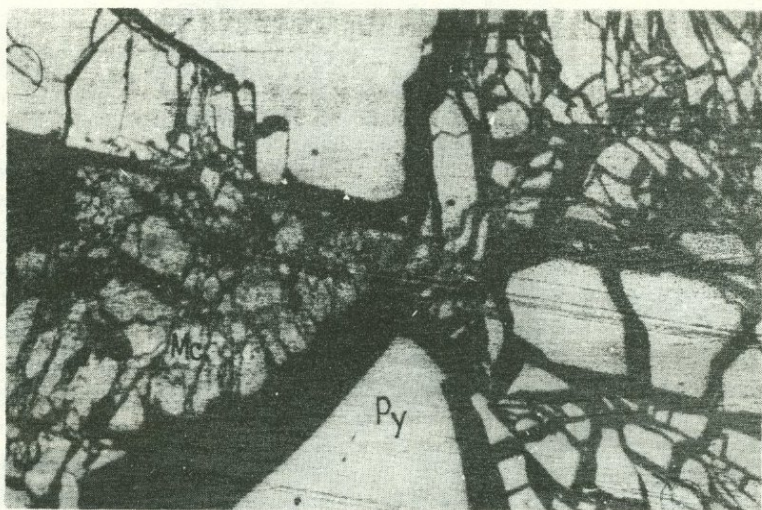


Рис. 57. Раздробление и частичное замещение (параморфное превращение) пирита (Py) марказитом (Mc) вдоль пострудной дайки диабазового порфирита (рудник 7-10, гор. 1009 м. Кафанское месторождение. х 320).

ние даек. При этом воздействие водяного пара на сульфиды приводит к освобождению некоторого количества сероводорода ($\text{MeS} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Me}(\text{OH})_2 + \text{H}_2\text{S}$), который вместе с продуктами ассимиляции и термической диссоциации сульфидов частично переходит в дайку, обуславливая образование здесь сульфидной минерализации. Последние в виде тонкой вкрапленности (рис. 62) и разноориентированных, невыдержанных прожилков развиты в зальбандах дайки и почти полностью отсутствуют в ее центральных частях. С удалением от контактов размер вкрапленников уменьшается. Образование аналогичной минерализации объясняется (73,74) циркулирующей гидротермальных растворов, которые выделяются из расплава самих даек.

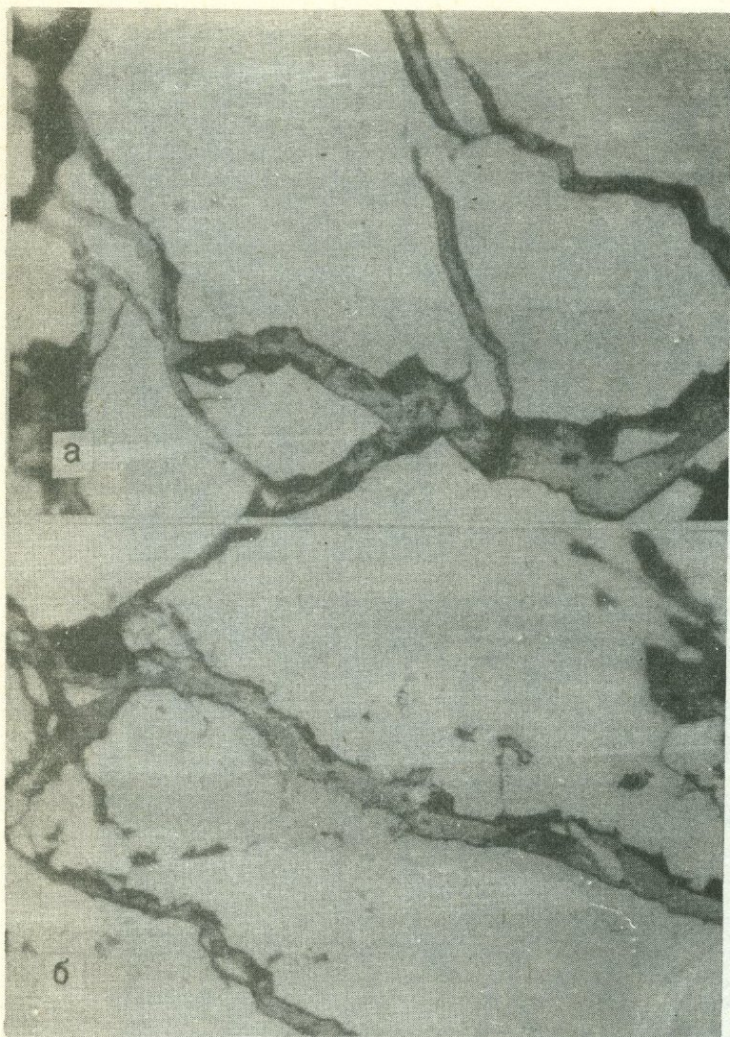


Рис. 58 а,б.
Микрофото. Прожилки гематита в полях пирита. Контакт габбро-диабазовой дайки. Жила № 29 рудник "Капитальная штольня", гор. 746 м, камера по жиле, полир. шлиф, $\times 260$.

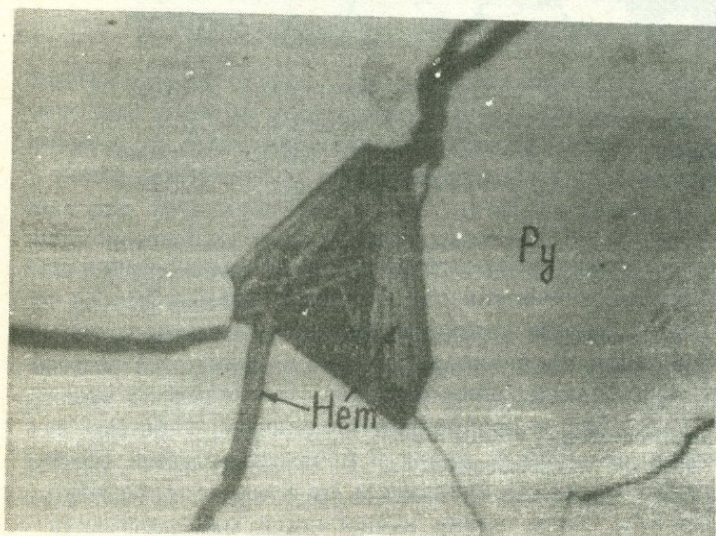


Рис. 59. Замещение пирита (Py) пирротинном, магнетитом и гематитом (Hem) вдоль пострудной дайки габбро-диорита, полир. шлиф, $\times 360$, гор. 746 м (Кафан).

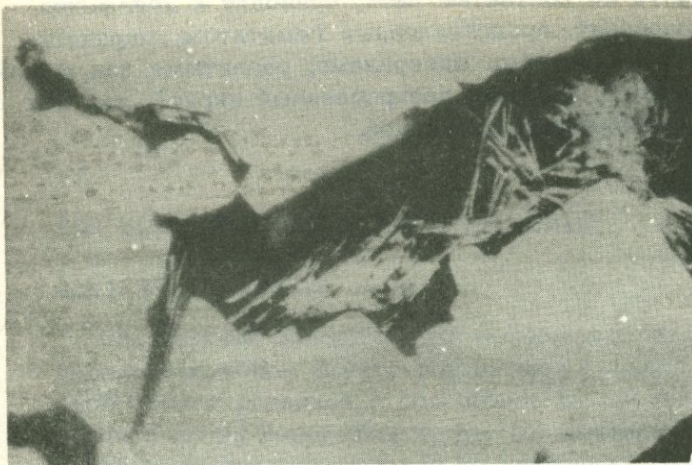


Рис. 60. То же, что и на рис. 54, полир. шлиф, х 360.

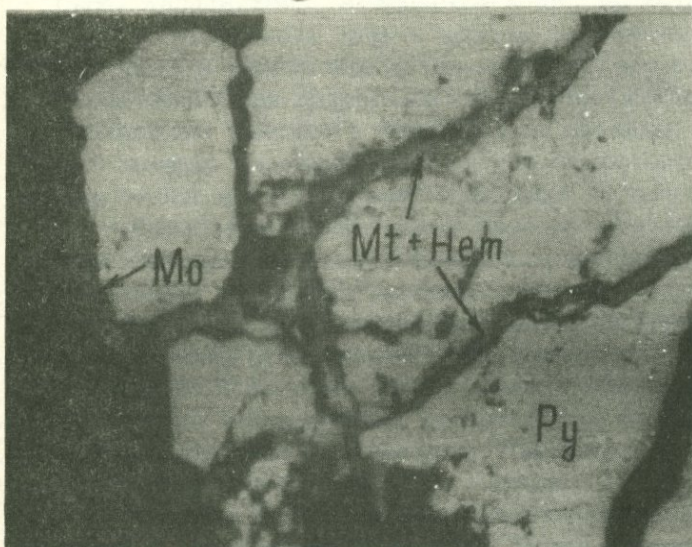


Рис. 61. Первая находка молибденита в рудах Кафанского месторождения, вместе с гематитом в качестве новообразований заполняет трещинки и развивается по пириту (Py).



Рис. 62. Фото полированного штуфа. Вкрапленность пирита в пострудной дайке габбро-диорита (гор. 746 м). Уменьшено в 2 раза (Кафан).

Растворы, циркулируя по контактам даек, приводят к появлению контактовых новообразований, представленных гематитом, мартитом, магнетитом, марказитом и другими минералами, развитыми как в приконтактной полосе дайки (замещая раздробленный пирит), так и в самой дайке в виде бахромчатых прожилков.

4.2. ШАУМЯНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

4.2.1. Геологическое строение

Шаумянское золото-полиметаллическое месторождение расположено на юго-восточном фланге Кафанского рудного поля, восточнее Ленинской группы рудников и обособлено от последней сравнительно неширокой полосой безрудных пород. На нынешней площади месторождения ранее было известно несколько небольших рудопроявлений – Шаумянское, Халаджское, Тежадинское и др., на которых в свое время в не-больших масштабах велась добыча полиметаллических руд. За последние годы в результате детальных поисково-разведочных работ на этой территории были обнаружены новые полиметаллические рудные тела, содержащие цветные и благородные металлы, что привело к объединению мелких рудопроявлений в одно самостоятельное месторождение. Современные границы месторождения по долинам рек Вохчи и Халадж и по Барабатум-Халаджскому разлому обусловлены сосредоточением в этих контурах детальных поисково-разведочных работ, а рудная минерализация, по данным буровых скважин и изучения поверхности, распространяется и за пределами указанной территории, которая в ближайшие годы будет значительно расширена. Так, пройденная в районе штольни № 3 (Халадж) шахта создала возможность детально опробовать толщу продуктивных среднеюрских пород, залегающих под верхнеюрскими вулканитами западнее Барабатум-Халаджского разлома и левобережной части долины р. Халадж.

Не менее перспективным представляется и южный фланг месторождения в правобережной части р. Вохчи (нижнее течение р. Гегануш), где проводимыми по нашим рекомендациям горно-буровыми работами вскрыты жилы и зоны, аналогичные по составу с таковыми Шаумянского месторождения.

Благодаря проведенным за последние годы интенсивным геолого-разведочным работам и детальным научным исследованиям месторождения, получены многочисленные новые данные, позволяющие существенно уточнить представления о его геологическом строении и структуре. Эти новые данные в основном нашли отражение в различных научных публикациях и здесь приводятся в более кратком изложении.

В геологическом строении месторождения участвуют вулканогенные образования средней и верхней юры (рис. 63). Наиболее древними являются вулканогенно-осадочные породы бассейна р. Чинар, представленные туфами и, частично, игнимбритами андезитодацитов, туфопесчаниками и песчаниками с редкими прослоями известняков. Эти породы в пределах месторождения пользуются незначительным развитием в юго-

западной части по обоим склонам долины р. Чинар. Характеризуются четко выраженной слоистостью (с падением на СВ под углами 30–40°) и интенсивными гидротермальными изменениями. На отдельных участках содержат прожилково-вкрапленную минерализацию притового и, частично, халькопиритового состава. Вследствие процессов окисления с поверхности зачастую приобретают ржаво-охристый до кирпично-красного цвет.

С востока породы чинарской толщи контактируют с описанными выше барабатурскими кварцевыми андезитами, играющими исключительную роль в геологическом строении Шаумянского месторождения. Достаточно отметить, что площадь месторождения фактически совпадает с обнажающимся на поверхности выходом этих пород, имеющим в плане изометрическую, несколько вытянутую в близмеридиональном направлении, форму.

Контакты между двумя этими вулканогенными образованиями протягиваются в северо-западном направлении по левому борту ущелья р. Чинар, параллельно ее руслу до пересечения с Барабатур-Халаджским разломом. До проведения наших исследований считалось, что вулканогенно-осадочные породы чинарской толщи подстилают барабатурские кварцевые андезиты. Однако детальным изучением это мнение не подтвердилось – контакты кварцевых андезитов на всем своем протяжении, начиная с района флотационной фабрики и до верховьев р. Чинар, имеют крутой (иногда близкий к вертикальному, местами вплоть до падений в обратную сторону) секущий характер относительно слоистости пород чинарской толщи и сопровождаются внедрением в породы этой толщи крупных апофиз кварцевых андезитов, что свидетельствует об интрузивном характере залегания последних. С этой точки зрения интересны и данные скважины № 472 участка Халадж, которая пройдя по кварцевым андезитам, была приостановлена на глубине 700 м, так и не достигнув предполагаемой подошвы этих пород, в то время как максимальная мощность кварцевых андезитов, исходя из представлений об их эффузивной природе, не должна была бы превышать здесь 350 м.

Среди барабатурских кварцевых андезитов значительную роль играют породы брекчиевого сложения, которые прежними исследователями принимались за обычные пирокластические образования (туфобрекчии, туфоконгломераты). Были сделаны также попытки объяснить с этих позиций механизм образования брекчиевых пород. Сам же факт присутствия "туфобрекчий", якобы чередующихся в разрезе с "лавами" барабатурских порфиритов, трактовался как несомненное свидетельство эффузивной природы этих образований.

Детальным изучением брекчиевых образований Шаумянского месторождения нами был установлен интрузивный, рвущий характер их залегания относительно вмещающих пород, что позволило отнести их к так называемым эксплозивным брекчиям – вулканическим инъекционным брекчиям, морфологически представленным крутопадающими дайкообразными, жиллообразными, грибовидными, часто неправильной формы трубообразными и штокообразными телами (рис. 63).

Выявление эпигенетического характера описываемых вулканических

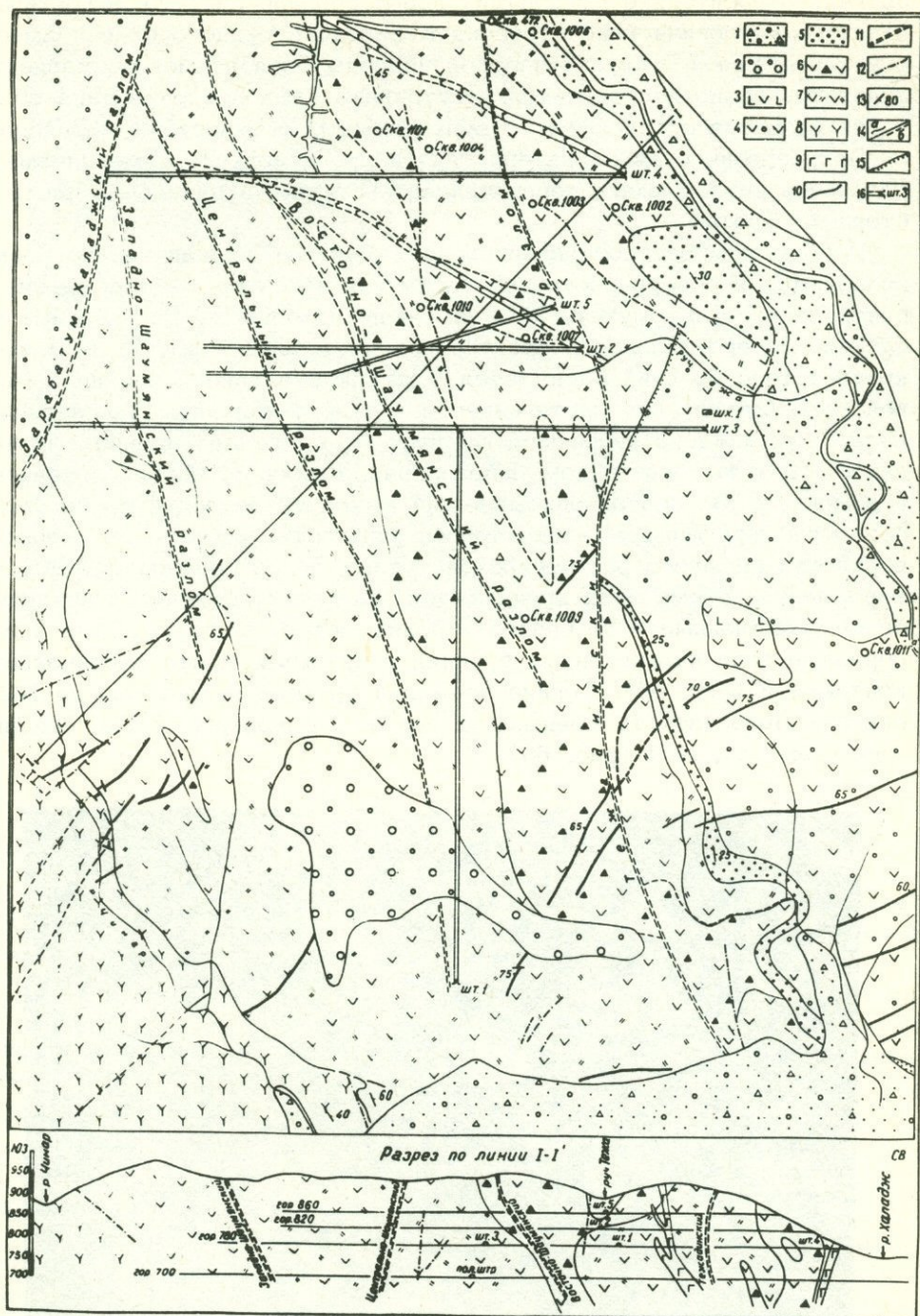


Рис. 63. Схематическая геологическая карта Шаумянского месторождения. 1 - аллювиально-дельтавиальные отложения; 2 - валуно-галечные образования древних террас; 3-5 - верхнеюрские образования; 3 - штоки и силлы андезитобазальтов; 4 - туфы псаммито-псефитовые андезитобазальтового состава; 5 - туфы алевро-псаммитовые андезит-андезитобазальтового состава; 6-8 - среднеюрские образования; 6 - инъекционные вулканические (эксплозивные) брекчии, брекчиевые лавы и туфы андезит-андезитодацитов (нерасчлененные); 7 - кварцевые андезиты (барабатумские); 8 - туфы андезит-дацитового состава ("чинарская толща"); 9 - дайки габбро-диабазов; 10 - дайки диабазов и диабазовых порфиров; 11 - крупные разрывные нарушения; 12 - мелкие разрывы; 13 - элементы залегания; 14 - границы пород: а) установленные, б) предполагаемые; 15 - стратиграфически несогласные границы; 16 - подземные горные выработки.

брекчий относительно вмещающих пород пролило свет на ряд важных аспектов геологического строения Кафанского рудного поля и вместе с установлением субвулканической природы барабатумских кварцевых андезитов позволило значительно уточнить наши представления об истории развития среднеюрского вулканизма в юго-восточном Зангезуре.

Петрографическая характеристика и представления о механизме образования описываемых пород приведены выше, в начальной части настоящей работы.

Наибольшим распространением инъекционные вулканические брекчии пользуются в северо-восточной части Шаумянского месторождения и почти полностью отсутствуют в юго-западной части. Два мощных тела брекчий северо-западного простирания подсечены в шт. № 4. Наиболее крупное тело брекчий обнажается в шт. № 3 в районе сбойки со штольней № 1. Отсюда оно протягивается в северо-западном направлении до второго южного квершлага штольни № 4, где постепенно выклинивается. А в юго-восточном направлении, наоборот, оно увеличивается в мощности. В разрезе описываемый выход представлен грибообразным, резко расширяющимся кверху телом, мощность которого на дневной поверхности во много раз превосходит таковую на горизонте 700 м месторождения. Кроме этих крупных тел, на месторождении отмечаются более маломощные — до одного и более метров дайкообразные и жилкообразные тела инъекционных брекчий с крутыми, часто вертикальными контактами (рис. 64). Тонкие прожилки брекчий мощностью до 1–2 см, секущие полосчатость вмещающих пород, установлены в 1-м северном квершлаге шт. № 4 (рис. 65).

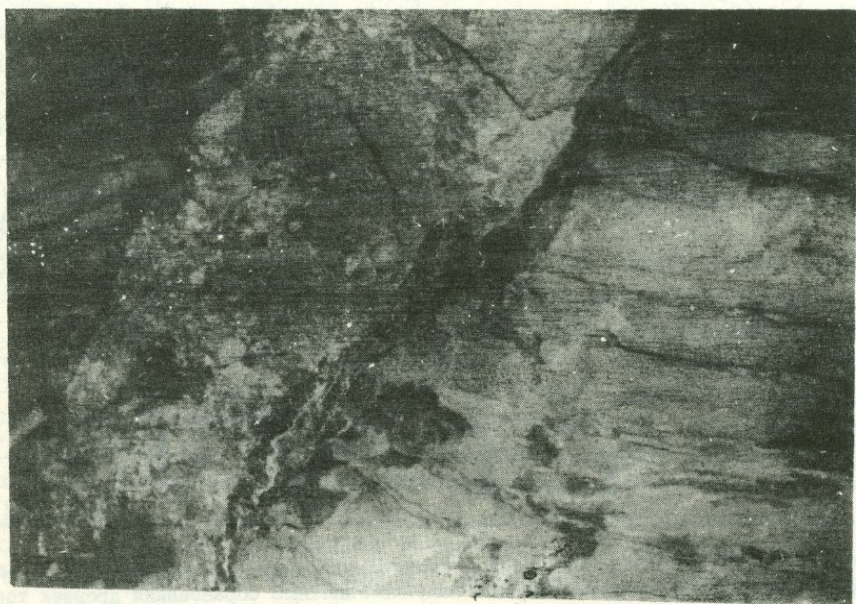


Рис. 64. Крутопадающее дайкообразное тело инъекционных вулканических брекчий, секущее слоистые туфы. Шаумянского месторождение. Гор. 780 м, шт. № 1. Фото стенки выработки.

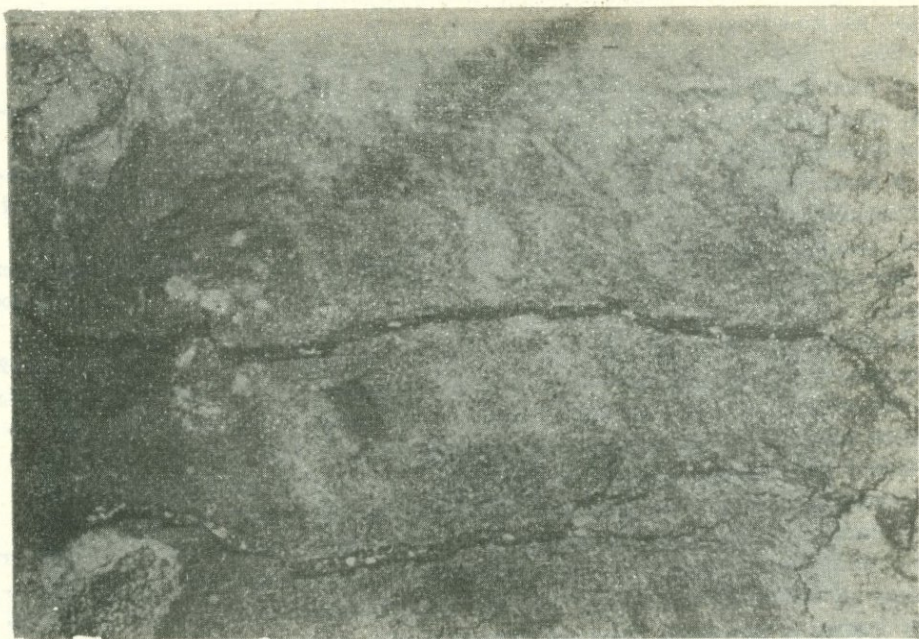


Рис. 65. Маломощные прожилки инъекционных брекчий, секущих кварцевые андезиты. Шаумянское месторождение, гор. 780 м.
Фото стенки выработки.

Несмотря на благоприятные для рудоотложения химические и физико-механические свойства (средне-кислый состав, высокая пористость, хрупкость), в инъекционных вулканических брекчиях, в отличие от кварцевых андезитов, крупных жильных рудных тел не образуется, а местами развивается лишь вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация.

С.О.Ачиктезяном, на основании изучения вещественного состава и гидротермальных изменений этих брекчий (22), а также обобщения материалов их опробования, выдвинуто предположение о промышленном значении прожилково-вкрапленного типа оруденения на некоторых участках инъекционных брекчий (23).

В отдельных случаях наблюдается пространственная совмещенность в одной и той же трещинной структуре дайковых тел инъекционных брекчий и рудных жил (жилы №№ 3,5 и др.).

В брекчиях, залегающих в непосредственной близости от рудных тел, иногда отмечаются обломки гидротермально измененных кварцсерицитовых (местами с карбонатом и хлоритом) пород с вкрапленной пиритовой, реже, халькопиритовой минерализацией. Реже встречаются обломковидные включения, сложенные сплошными пиритовыми, халькопиритовыми, либо сфалеритовыми минеральными агрегатами. Такие рудные включения, сложенные целиком сульфидными минералами, нередко в брекчии соседствуют со слабо пиритизированными обломками пород. Минеральный состав рудных включений в брекчиях идентичен таковому рудных тел месторождения.

Формы обломков разнообразны – угловатые или же округлые. Размеры их колеблются в пределах от 0,5–1,0 см до нескольких сантиметров.

В силу особенностей механизма формирования инъекционных брекчий, выяснение условий образования "рудных галек" на Шаумянском месторождении, помимо важного научного значения, приобретает также и практический интерес, поскольку нахождение в составе брекчий настоящих рудных обломков прямо указывало бы на наличие на глубине нескрытых залежей колчеданной руды, что, в свою очередь, могло значительно расширить перспективы глубоких горизонтов месторождения.

В целях решения этого важного вопроса нами был собран большой материал из брекчий, изучение которого выявило, что так называемые рудные обломки образовались не в результате разрушения сформированных ранее рудных тел, а представляют собой результат избирательного замещения обломков пород, происшедшего в гидротермальный этап, синхронно с процессами рудоотложения (52).

О наложенности сульфидной минерализации на брекчии свидетельствуют: зональное распределение рудных минералов в обломках относительно их внешних контуров, случаи замещения сульфидными минералами также и цемента брекчий, нахождение рудных включений исключительно в участках брекчий, залегающих по соседству с рудными телами, идентичный состав рудных минералов в обломках, цементе брекчий и в рудных жилах, вращение вкрапленников сульфидов из обломка в цемент брекчий, а также отсутствие случаев срезания контурами обломков рудных вкрапленников или каких-либо других признаков, свидетельствующих о подверженности рудных "обломков" механическим воздействиям.

Помимо описанных выше инъекционных вулканических брекчий, на месторождении отмечаются брекчиевидного сложения тела так называемых гидротермальных брекчий (псевдобрекчий) кварцевых андезитов, которые внешне напоминают инъекционные брекчии, однако существенно отличаются от них по морфологическим признакам и условиям образования.

Макроскопически эти породы имеют ярко выраженное брекчиевидное строение – светлые "обломки" кварцевых андезитов "сцементированы" более темной "основной массой" (рис. 66). Однако под микроскопом этот "цемент" ни по составу, ни по структуре не отличается от "обломков" – он несколько в большей степени гидротермально изменен и содержит повышенное количество тонкораспыленного пирита, чем, очевидно, и обусловлена его темная окраска.

Интересно отметить, что на свежих сколах часто "обломки" и "цемент" макроскопически также почти не отличимы.

Описываемые породы распространены в основном на горизонте 780 м и частично на горизонте 700 м и контролируются Центральным и Тежадинским разломами.

Детальные полевые наблюдения и камеральные исследования штучных образцов, а также микроскопическое изучение "цемента" и "обломков" этих пород позволяют нам трактовать образование причудли-

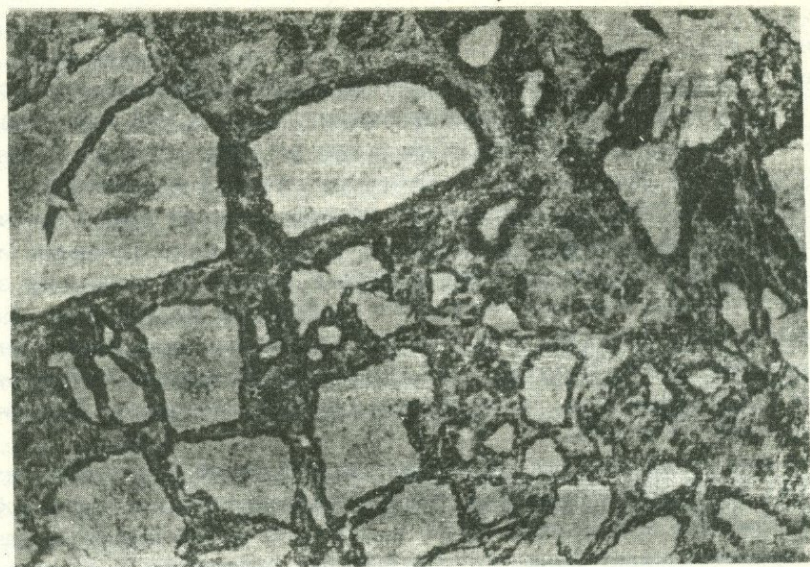


Рис. 66. Гидротермальные брекчии ("псевдобрекчии") кварцевых андезитов. Шаумянское месторождение, гор. 780 м. Фото стенки выработки.

вого брекчиевидного облика описываемых пород в результате последовательного воздействия на них тектонических и гидротермальных процессов.

В геологическом строении Шаумянского месторождения заметную роль играют также пачки тонкообломочных алевро-псаммитовых туфов, представленных макроскопически светло- и темно-серыми с желтовато-зеленым оттенком мелкозернистыми породами, характеризующимися тонкой и четко выраженной слоистостью, обусловленной чередованием светлых и темных полос. Эти пачки характеризуются северо-западным простиранием с падением на северо-восток под углами от $12-15^\circ$ до 45° , а иногда и до 60° . Пачки довольно выдержаны по простиранию — иногда до сотен метров, при мощности до 20 м, но весьма не выдержаны на глубину. Указанные элементы залегания слоистых туфов не остаются постоянными на разных горизонтах. Так, на горизонте 700 м пачка тонкослоистых туфов мощностью до 20 м имеет простирание на 90° , отличающееся от приведенных выше, то есть породы имеют северо-восточное простирание.

Четко устанавливается более молодой возраст инъекционных вулканических брекчий относительно описываемых пород. Инъекционные брекчии в виде даек и жилообразных тел прорывают слоистые туфы (рис. 64), а обломки последних зачастую встречаются среди обломков вулканических брекчий. Помимо мелких обломков, среди брекчий встречаются крупные глыбы слоистых туфов неправильной формы, находящиеся среди брекчий в резко нарушенном залегании вплоть до вертикального залегания слоистости.

Нередко наблюдается также проникновение материала инъекционных брекчий в туфы вдоль их слоистости.

По нашим представлениям, пачки слоистых вулканогенно-осадочных образований (туфы, туфопесчаники) заключены среди инъекционных вулканических брекчий и кварцевых андезитов в виде блоков-ксенолитов, находящихся либо в близком к первоначальному, либо в той или иной степени нарушенном залегании. При этом почти во всех случаях слоистость описываемых пород резко и круто срезается границами блоков.

С запада и востока рудовмещающие породы средней юры граничат с вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры. Границы между среднеюрскими и верхнеюрскими породами весьма четкие — на западе — северо-западе они тектонические и проходят по крупному Барабатум-Халаджскому разлому, а с востока кварцевые андезиты и инъекционные вулканические брекчии несогласно перекрываются туфогенными образованиями верхней юры, слагающими гребень между рр. Халадж (нижнее течение) и Вохчи.

В основании верхнеюрских пород залегает прослой кристалло-литокластических псаммито-гравийных туфов преимущественно андезитобазальтового состава мощностью 15–20 м, нередко переходящих в известковистые туфопесчаники. Выше по разрезу они переходят в аналогичного состава грубообломочные туфы, доходящие местами до глыбовой размерности. К западу от Барабатум-Халаджского разлома на лапиллиевых глыбовых туфах залегают гиадокластиты андезитобазальтов, которыми сложен правый склон р. Халадж вплоть до Кавартского перевала.

Вся толща рассматриваемых пород на территории месторождения характеризуется северо-западным простиранием с пологим падением на северо-восток под углами 20–25°.

На отдельных участках верхнеюрские породы прорваны субвулканическими штоками андезитобазальтов и силлами афировых (редкопорфировых) андезитобазальтов.

Жильные породы на месторождении представлены главным образом дайками основного состава — диабазами и габбро-диабазами.

Диабазовые дайки имеют в основном северо-восточное простираение, маломощны (до 1–1,5 м) и развиты в южной части месторождения. Большое количество диабазовых даек северо-восточного простираения с падением на северо-запад обнажается на участке севернее аэропорта г. Кафан, сложенном преимущественно верхнеюрскими породами, а также по обоим склонам р. Чинар.

В северной же части месторождения залегают две крупные параллельно простирающиеся в северо-западном (300–310°) направлении дайки габбро-диабазы с крутым (70–90°) падением на юго-запад. Мощность этих даек доходит до 15–20 м. Сопровождаются быстро выклинивающимися апофизами во вмещающие породы мощностью от нескольких см до 30–40 см. Указанные дайки горными выработками прослежены более чем на 1 км.

Кроме даек основного состава, в последнее время на Шаумянском месторождении установлены неправильной формы дайкообразные тела субвулканических кварцевых андезитов, сходные с вмещающими кварцевыми андезитами. Однако от последних они отличаются структурой

основной массы, состоящей из более мелких и изометричных зерен кварца и плагиоклаза, а также наличием редких фенокристаллов моноклинного пироксена.

Описываемые дайкообразные тела имеют северо-западное, близширотное простирание и повторяют направление развитых здесь мощных габбро-диабазовых даек, к выходам которых они тяготеют.

В свежем виде дайки довольно легко отличаются от вмещающих пород — они более мелкозернистые, плотные, звонкие на удар и имеют темно-серый до черного цвет. Однако в случаях сильного гидротермального изменения их, особенно макроскопически, они довольно трудно отличимы от вмещающих пород.

Согласно нашим представлениям, описываемые дайковые тела парагенетически связаны с вмещающими их кварцевыми андезитами, являясь, по сути дела, более поздними дериватами породившего их магматического очага.

По отношению к оруденению дайки кварцевых андезитов, парагенетически связанные с рудовмещающими породами, являются дорудными образованиями.

Более сложны и большой интерес представляют возрастные соотношения с оруденением диабазовых и габбро-диабазовых даек. Здесь, как и на Кафанском месторождении, в размещении рудных жил наблюдается пространственная сближенность и закономерная ориентированность их относительно даек основного состава. Сами дайки на первый взгляд оставляют впечатление послерудных образований, секущих рудные тела. Однако данные более детального изучения этого вопроса в забоях горных выработок и на штучных образцах, а также микроскопические исследования свидетельствуют об обратном.

Не останавливаясь подробно на изложении этих данных, вкратце перечислим признаки, которые позволяют нам рассматривать диабазовые дайки Шаумянского месторождения в качестве дорудных образований. В первую очередь, следует отметить проникновение из рудных жил в диабазовые дайки тонких прожилков сульфидов — в основном пирита, изредка в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, галенитом и жильными минералами — кварца и карбоната; наличие в дайках (вблизи с рудными жилами) вкрапленности этих минералов; брекчирование при-зальбандовых частей даек с последующей цементацией их рудным материалом; наблюдаемые местами факты "растекания" сульфидной руды и экранирования ее зальбандами даек; отсутствие вдоль даек даже небольших смещений рудных жил и часто наблюдаемое несоответствие мощностей и конфигураций жил по обе стороны от даек, отсутствие следов дробления рудных минералов вблизи зальбандов даек, или каких-либо других признаков воздействия даек на руды; отсутствие ксенолитов руды в дайках.

О дорудном возрасте диабазовых даек Шаумянского месторождения свидетельствуют также данные изучения их гидротермальных изменений. Установленные С.О. Ачикгезяном (19) факты четкой зональности в проявлении метасоматических процессов в дайках позволяют утверждать, что диабазовые дайки подверглись гидротермальным изменениям одновременно с вмещающими их кварцевыми андезитами.

Структурная позиция Шаумянского месторождения определяется приуроченностью его к крупной палеовулканической постройке среднеюрского возраста. Все промышленно интересные рудные тела размещены в породах субвулканической фации – кварцевых андезитах, залегающих в центральной части указанной постройки, и эпигенетичны по отношению к ним.

Из структурных элементов на месторождении наиболее четко выражены элементы дизъюнктивной тектоники. Площадь месторождения разбита разрывными нарушениями на ряд узких блоков, вытянутых в северо-западном близмеридиональном направлении.

Наиболее крупным является Барабатум-Халаджский разлом, четко прослеживающийся на поверхности и в горных выработках в северо-восточном, близмеридиональном направлении более чем на 7 км, с падением на запад под углом $65-75^{\circ}$.

Представляет собой крупный сброс с опущенным западным и приподнятым восточным крыльями, по которому приведены в контакт породы верхней и средней юры с амплитудой смещения 150–300 м. В горных выработках выражен мощной – до 20 м зоной сильно раздробленных, рассланцованных и перемятых пород, несущих местами сфалерит – халькопиритовое оруденение в виде гнездообразных и жилообразных скоплений руды.

Из других дизъюнктивных нарушений месторождения следует отметить Центральный, Восточно-Шаумянский, Западно-Шаумянский, Тежадинский разломы, представляющие собой довольно выдержанные крупные тектонические нарушения сколового характера, сопровождающиеся мощными зонами перемятых рассланцованных пород, глиной трения и зеркалами скольжения. С направлением движений и амплитудами смещений по этим разломам достоверных данных не получено из-за однородности пород и отсутствия маркирующих элементов в смещенных крыльях разломов.

С.О. Ачикгезяном (21) проделана попытка выяснения характера движений по этим разломам и определения приблизительных значений перемещений блоков месторождения по ним, основываясь на установленном нами факте интрузивного залегания кварцевых андезитов (50). Им предполагается, что по мере увеличения глубины среза или удаления от контактов секущего тела, размер зерен основной массы кварцевых андезитов должен закономерно увеличиваться, и наоборот.

Статистический анализ замеров величин зерен однотипных пород, развитых по обоим крыльям нарушений, обнаружил сравнительную крупнозернистость основной массы пород, слагающих западные (лежачие) крылья, в то время как породы восточных крыльев характеризуются более мелкозернистой основной массой. Эти факты могут указать на приподнятость лежачих крыльев. Следовательно, разломы представляют собой ступенчатые взбросы с приподнятыми западными крыльями, смещения по которым затухают с запада на восток.

Используя опыт изучения вертикальной зональности и мощностей минеральных фаций вторичных кварцитов и пропилитов, а также учитывая особенности развития оруденения в отдельных блоках и другие факты, С.О. Ачикгезяном оценены значения относительных вертикальных

перемещений блоков: по Западно-Шаумянскому разлому – 150 м, по Центральному – 120 м, по Восточно-Шаумянскому и Тежадинскому – по 100 м.

По отношению к полиметаллическому оруденению, перечисленные выше разломы и сопряженные с ними разрывные нарушения являются дорудными образованиями. Заведомо дорудными являются многочисленные близширотные трещины отрыва, вмещающие сами полиметаллические рудные тела.

Большинство дорудных сколовых нарушений в той или иной степени также несут рудную минерализацию в виде прожилков и гнездообразных скоплений. Помимо этого, установлены многочисленные факты экранирования рудных тел плоскостями нарушений, "растекание" рудного вещества вдоль отдельных швов и полостей разломов, образование кварц-рудных скоплений в их глинке трения.

Послерудные подвижки на месторождении имеют весьма ограниченный характер. Они развиты почти повсеместно, но вызвали лишь незначительные смещения и небольшое дробление руд в жилах.

Рудные тела на Шаумянском месторождении представлены мощными жилами и сравнительно маломощными прожилками, сопровождающимися нередко зоной прожилково-вкрапленного оруденения, и приурочены в основном к трещинам близширотного направления с крутыми (70°), иногда до вертикального падения в основном на юг. В большинстве случаев эти нарушения не выдержаны по простиранию, имеют неровные зальбанды и извилистые, зигзагообразные контуры, свидетельствующие о том, что указанные нарушения являются трещинами отрыва. Иногда вдоль зальбандов жил проявляются небольшие более поздние сколовые нарушения, сопровождающиеся образованием маломощных зон глинки трения вдоль одного или обоих зальбандов жил. Жилы нередко дают апофизы во вмещающие породы, следующие параллельно материнской жиле, а иногда через определенный интервал снова сливающиеся с ней.

По простиранию рудные жилы прослеживаются на несколько сот метров. Мощности их колеблются от десятков см до первых метров в раздувах наиболее крупных рудных тел.

Рудные и нерудные минералы в жилах встречаются в разных количественных соотношениях. Часто сульфидные минералы локализируются в зальбандах мощных жил, центральные части которых сложены более поздней кварц-карбонатной массой. Местами нерудные минералы – кварц и карбонат в значительной степени преобладают по объему над сульфидами – сфалеритом, халькопиритом, пиритом, галенитом. Иногда в результате неоднократного чередования полос рудных и нерудных минералов вдоль зальбандов жил в последних возникают симметрично-полосчатые текстуры (рис. 67).

В пространственном распределении полиметаллических рудных тел устанавливаются определенные закономерности. Рудные жилы сосредоточены главным образом на двух участках – в северной и южной частях месторождения. Центральная же часть его менее интенсивно минерализована.

Отдельные блоки пород, заключенные между крупными тектоническими нарушениями, также весьма неравномерно оруденелы. Наиболее

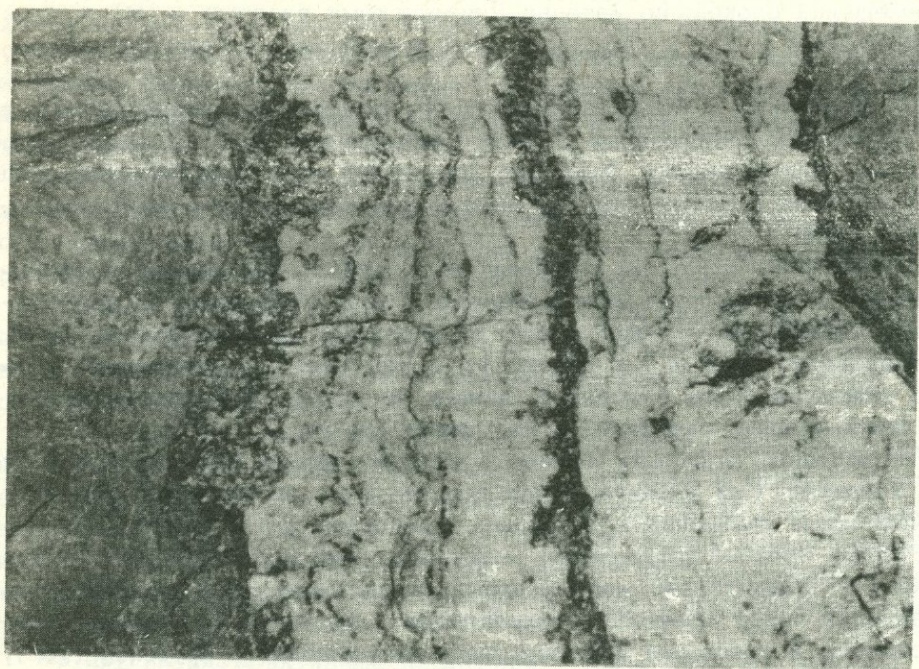


Рис. 67. Симметрично-полосчатое строение жилы № 11, Шаумянского месторождения. Фото забоя выработки.

интенсивно минерализованы тектонические блоки, заключенные между Центральным и Восточно-Шаумянским разломами, где сосредоточено подавляющее большинство разведанных ныне рудных тел и отработанные жилы Халаджского участка и отчасти в блоке между Центральным и Западно-Шаумянским разломами (большинство отработанных рудных жил старого рудника им. С. Шаумяна).

На Шаумянском месторождении, как и на собственно Кафанском, отчетливо наблюдается рудоконтролирующая роль диабазовых и габбро-диабазовых даек, выражающаяся в пространственном тяготении отдельных жил или групп жил в большинстве случаев к участкам развития даек и определенном ориентировании жил по отношению к дайкам. Так, северная группа жил контролируется двумя мощными габбро-диабазовыми дайками северо-западного простирания, а жилы косо ориентированы по отношению к дайкам, южная же группа жил пространственно тяготеет к серии сравнительно маломощных диабазовых даек северо-восточного направления.

По имеющимся данным, мощные рудоконтролирующие габбро-диабазовые дайки прослеживаются в северо-западном направлении и за Барабатум-Халаджским разломом. Этот факт следует учесть при проектировании новых горных выработок из шахты № 1, пройденной в районе Халаджской шт. № 3.

По данным С. О. Ачикгезяна гидротермальным изменениям в той или иной степени подвергнуты все без исключения слагающие месторождение породы – барабатумские кварцевые андезиты и прорывающие

их инъекционные вулканические брекчии, дайки кварцевых андезитов, кварцевых дацитов, диабазов и габбро-диабазов.

Гидротермально измененные породы принадлежат формациям пропилитов стадии кислотного выщелачивания (СКВ) и вторичных кварцитов. Представлены они следующими минеральными фациями, характеризующимися равновесными ассоциациями главнейших породообразующих минералов: эпидот-хлоритовая - эпидот + альбит + хлорит + кварц + карбонат, серицит; хлорит-карбонатная - альбит + хлорит + карбонат + серицит + кварц + пирит; хлорит-серицитовая - хлорит + серицит + кварц + альбит, карбонат, пирит и др. сульфиды; серицитовая - кварц + серицит + альбит, хлорит, карбонат, диксит, пирит и др. сульфиды; дикситовая - кварц + диксит + серицит, пирит, гематит; диаспоровая - кварц + диаспор + диксит + серицит, пирит, гематит; алунитовая - кварц + алунит + диксит, гематит. Все парагенезисы метасоматитов в том или ином количестве содержат рутил.

Выявлено широкое площадное распространение (до 0,5-1 км²) хлорит-карбонатных и хлорит-серицитовых пропилитов, среди которых в виде небольших по размерам участков (0,01-0,2 км²) размещены более интенсивно переработанные разности метасоматитов (серицитовые и дикситовые кварциты). Наименее интенсивно измененные породы эпидот-хлоритовой фации в виде останцев сохранены среди хлорит-карбонатных метасоматитов (0,02-0,2 км²).

Серицитовые кварциты сравнительно широко распространены на участках развития жил полиметаллических руд, а также окаймляют локально развитые дикситовые кварциты, которые местами обнаруживают приуроченность к инъекционным брекчиям и туфам среднекислого состава, реже, к дайкам кварцевых андезитов и кварцевых дацитов.

Алунитовые и диаспоровые кварциты в виде рельефно выступающих скалистых выходов обнажаются вдоль левого борта ущелья р. Тежагет и прослеживаются в 3-СЗ направлении более чем на 150 м. Затем эти породы, через дикситовые и серицитовые кварциты, переходят в пропилиты СКВ. Алунитовые и диаспоровые кварциты образовались, в основном, за счет дайкообразных тел кварцевых андезитов и кварцевых дацитов. Они вглубь переходят в дикситовые и серицитовые кварциты, а последние - в пропилиты СКВ.

В целом, прослеживание зон гидротермально измененных пород по простиранию приводит к заключению о близширотном, преимущественно северо-западном направлении развития системы ослабленных участков, по которым произошло наиболее интенсивное просачивание метаморфизующих газогидротерм. Это направление, в основном, совпадает с простиранием полиметаллических жил, что свидетельствует об унаследованности общего структурного плана локализации оруденения при сравнении с направлением зон максимальной инфильтрации гидротерм, фиксируемых развитием наиболее интенсивных преобразований пород.

Это явление может также свидетельствовать о том, что между процессами площадной пропилитизации СКВ, формированием вторичных кварцитов и образованием полиметаллических жил не должно быть большого перерыва во времени, и становление вышеуказанных геологических объектов является результатом единого, прерывисто-непрерывного гидротермального этапа.

На это же указывает и детальное изучение околожильных метасоматитов месторождения. Исследования показали, что интенсивность и мощность собственно околожильных изменений зависят не столько от мощности жил, сколько от интенсивности и характера преобразований рудовмещающих пород. Вышесказанное, а также факт качественной идентичности минерального состава метасоматитов как непосредственно около жил, так и в межжильном пространстве (везде обнаружены одинаковые альбиты – №№ 7–12, хлориты ряда грохауит – прохлорита с $N_m = 1,594-1,621$, серицита политипной модификации 2М, и кальциты), позволяющие говорить об околорудном генезисе указанных изменений, площадью характер которых обусловлен суммарным эффектом околотрешинных и инфильтрационных процессов в целом.

В собственно околожильных метасоматитах и, нередко, в прожилках СКВ, примыкающих к участкам больших концентраций рудных тел, отмечается развитие анкерита, реже, ярозита и ангидрита, появляющихся в виде маломощных (первые миллиметры), разноориентированных и невыдержанных прожилков. Иногда в прожилках, сложенных карбонатом, кварцем и сульфидами, наблюдаются небольшие скопления флюорита и минерала группы апатита, ближе не определенного.

4.2.2. Стадии минерализации

На Шаумянском месторождении гидротермальный процесс рудообразования имеет многостадийный характер (44). Выделяются следующие стадии минерализации: 1 – кварц-пиритовая, 2 – пирит-халькопиритовая (с теллуридами висмута), 3 – галенит-халькопирит-сфалеритовая (с теллуридами Pb, Ni, Bi, Ag и Au), 4 – кварц-карбонатная, 5 – ангидрит-гипсовая.

Из гипогенных минералов пирит, халькопирит и сфалерит, а из жильных – кварц и кальцит, в разных количествах встречаются почти во всех рудных стадиях минерализации.

Кварц-пиритовая стадия является наиболее ранней; образуются маломощные жилы, прожилково-вкрапленные зоны, реже, гнезда, сложенные пиритом, халькопиритом и кварцем. Обычно жилы и прожилки имеют полосчатую текстуру. Агрегаты или зерна пирита раздроблены и цементируются халькопиритом и кварцем. Нередко в полях пирита встречаются ангедральные выделения марказита.

Пирит-халькопиритовая стадия характеризуется формированием маломощных жил. В рудах данной стадии принимают участие халькопирит, пирит, теннантит, сфалерит, галенит, висмутин, виттихенит, тетрадимит, теллуrowисмутит, пирротин и др. Встречаются колломорфные разновидности халькопирита и пирита. Порядок выделения минералов в этой стадии примерно следующий: пирит-халькопирит – сфалерит-теннантит-галенит-висмутин-тетрадимит-теллуrowисмутит.

Галенит-халькопирит-сфалеритовая стадия является основной продуктивной стадией месторождения. Обнаруженные рудные жилы имеют в основном, субширотное простирание с крутыми падениями ($70-85^\circ$) на юг. Полиметаллические жилы по простиранию прослеживаются от нескольких десятков метров до первых сотен м, а их мощность

иногда достигает метра, со значительными раздувами на отдельных участках.

В мощных полиметаллических жилах и прожилках, сложенных нацело сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом, отчасти теннантитом и тетраэдритом, которые образуют разобщенные скопления, рудные компоненты (цинк, медь, свинец, золото, серебро и др.), обычно распределены весьма неравномерно. На различных участках месторождения жилы в основном имеют полосчатое и симметрично-полосчатое строение, обусловленное последовательным отложением продуктов различных стадий минерализации, проявленных в пределах одной разрывной структуры. Почти во всех случаях обнаруживается тесный парагенезис галенита с минералами золота, серебра и теллура. Обычно выделение теллуридов происходило в конце галенит-сфалеритовой стадии минерализации, после выпадения сульфидов и сульфосолей. Интересно, что с глубиной происходит некоторое изменение типоморфных особенностей цинковой обманки. В верхних горизонтах месторождения крупнокристаллические агрегаты сфалерита характеризуются более светлой окраской. На нижних горизонтах его мелкозернистые разновидности приобретают более темную окраску (буровато-черного цвета). На нижних горизонтах обнаруживается ассоциация сфалерита с пиритом.

Кварц-карбонатная стадия проявляется в виде небольших прожилков.

Ангидрит-гипсовая стадия на месторождении образует прожилки и гнездообразные скопления с резкими контактами.

4.2.3. Геохимические особенности руд

На Шаумянском месторождении рудные элементы в зависимости от формы их нахождения подразделяются на следующие группы:

а) элементы, рассеянные в сульфидах, сульфосолях и других минералах в виде изоморфной примеси (селен, таплий, галлий, индий, кадмий и др.);

б) элементы, образующие, наряду с рассеянным состоянием, собственные минералы (цинк, золото, серебро, медь, свинец, теллур, сурьма и др.).

Основными промышленными компонентами руд месторождения являются золото, серебро, цинк, медь. Наибольший интерес из редких металлов представляют теллур, селен, индий, галлий, висмут и кадмий. Распределение главнейших рудообразующих, благородных и редких элементов в рудах и минералах месторождения неравномерно. Наиболее богаты благородными (золото, серебро) и редкими (теллур, кадмий, индий, галлий и др.) элементами продукты галенит-халькопирит-сфалеритовой стадии минерализации.

Золото и серебро являются основными ценными компонентами руд. На месторождении наблюдается раннее и позднее золото. Раннее золото бывает тонкодисперсным или субмикроскопическим и приурочено к сульфидам (халькопирит, пирит, сфалерит, галенит) различных стадий минерализации (табл. 11). Позднее золото, обычно видимое, встречается главным образом в продуктах стадии формирования поли-

металлических руд, тесно ассоциируясь с сульфидами, сульфосолями и теллуридами. Субмикроскопическое золото ассоциируется с пиритом и халькопиритом.

Образование субмикроскопического золота в сульфидах объясняется одновременным выделением их из рудоносных растворов. Золото-серебряное отношение сравнительно высоко в рудах полиметаллической стадии минерализации, где обнаруживаются значительно высокие концентрации благородных металлов с висмутом и теллуrom. Золото-серебряное отношение для руд месторождения варьирует от 1:3 до 1:30 и в среднем равно 1:8.

Таблица 11

Средние содержания элементов-примесей в минералах
Шаумянского месторождения в %
(по Р. Н. Зарьяну, В. О. Пароникяну, Г. О. Пиджяну)

Минералы	Код-во анал.	Золото	Серебро	Код-во анал.	Селен	Теллур
Халькопирит	6	0,0048	0,0353	4	0,0040	0,0090
Пирит	-	-	-	4	0,0058	0,0065
Галенит	5	0,0006	0,0344	8	0,0129	0,0320
Сфалерит	14	0,0023	0,0319	8	0,0075	0,0210

На Шаумянском месторождении между содержаниями основных пар рудообразующих элементов (золото, серебро, цинк, медь, свинец) существует корреляционная зависимость (R). Наиболее сильная прямая корреляция (от 0,78 до 0,92) наблюдается между содержаниями благородных металлов (42).

Цинк, медь и свинец. Содержания этих элементов в сульфидах и сульфосолях доходят до 1%. Такое широкое развитие элементов в различных минералах объясняется главным образом наличием мелких включений сфалерита, халькопирита и галенита. Максимальный вынос цинка и меди восходящими рудоносными растворами соответственно падает на полиметаллическую и пирит-халькопиритовую стадии минерализации. В рудах Шаумянского месторождения между содержаниями цинка, свинца и меди наблюдается парная положительная корреляционная зависимость (42).

Селен и теллур являются характерными элементами руд месторождения. Вследствие резкой разницы концентраций серы и селена, последний всегда рассеивается среди сульфидов (табл. 11). Благодаря широкому диапазону изовалентного изоморфизма серы и селена не создавались благоприятные условия для образования селенидов. Содержание селена закономерно убывает от среднетемпературных стадий минерализации к низкотемпературным (43). Теллур, в отличие от селена, встречается в виде теллуридов и в форме примеси в составе сульфидов (табл. 11). На месторождении отмечается следующий ряд сродства металлов с теллуrom: Pb - Ni - Bi - Ag - Au. Концентрация теллура закономерно повы-

шается от наиболее высокотемпературных стадий к низкотемпературным.

Кадмий, индий и галлий. На месторождении основным концентратом этих элементов является цинковая обманка-сфалерит (табл. 12).

Содержание указанных металлов в других сульфидах руд в десятки раз ниже (46).

Таблица 12

Минералы	Кол-во хим. анал.	Кадмий		Индий		Галлий	
		от	до	от	до	от	до
Клейофан	15	1400	4500	80	120	30	45
Сфалерит	15	550	800	50	75	18	28
Марматит	20	100	500	5	40	2	15

Примечание: содержание элементов приводится в г/т.

В разновидностях сфалерита месторождения по концентрациям галлия, индия и кадмия установлен следующий возрастающий ряд: марматит-сфалерит - клейофан (табл. 12).

В сфалеритах по содержанию кадмия, индия и галлия намечается следующий убывающий ряд: кадмий - индий - галлий.

На Шаумянском золото-полиметаллическом месторождении данные статистической обработки (пятьдесят проб) подтверждают наличие в сфалеритах обратной корреляции между содержаниями железа и кадмия ($R = -0,88$), железа и галлия ($R = -0,18$), железа и индия ($R = -0,08$), и прямой корреляции между концентрациями галлия и кадмия ($R = +0,64$), индия и кадмия ($R = +0,27$), индия и галлия ($R = +0,06$).

Наиболее вероятной формой нахождения кадмия, индия и галлия в кристаллической решетке сфалеритов является изоморфное замещение указанными элементами ведущего двухвалентного катиона цинка.

Таллий. Содержание элемента в галените колеблется от 0,0008 до 0,0025%. На месторождении частота нахождения таллия в минералах убывает в ряду: галенит - халькопирит - пирит - сфалерит (табл. 13).

Таблица 13

Содержание таллия в минералах Шаумянского месторождения

Минералы	Кол-во хим. анал.	Содержание таллия в г/т		
		от	до	среднее
Галенит	3	8	25	15
Халькопирит	3	3	9	7
Пирит	2	не обн.	4	2
Сфалерит	2	не обн.	не обн.	-

На Шаумянском месторождении в сфалеритах по содержанию таллия и галлия отмечается антагонизм. Относительно повышенные концентрации металла, как правило, приурочены к участкам богатых свинцово-цинковых руд.

Висмут в рудах месторождения представляет определенный практический интерес. В сульфидах руд по содержанию висмута отмечается следующий убывающий ряд: галенит — халькопирит — сфалерит — пирит.

Повышенные содержания висмута в галените месторождения, по-видимому, объясняются не только наличием в них микровключений минералов этого элемента, а также существующим компенсационным изоморфизмом между ионами свинца и висмута (47).

4.3. ШИКАХОХСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

4.3.1. Геологическое строение

Шикахохское медно-молибденовое месторождение находится в бассейне среднего и нижнего течения р. Шикахох, к востоку-юго-востоку от с. Шикахох.

В геологическом строении района месторождения участвуют вулканогенные и интрузивные образования преимущественно верхнеюрско-нижнемелового магматического комплекса. Они характеризуются разнообразием петрографического состава от габбрового до гранодиоритового и сиенитового – для интрузивных и от базальтового до дацит-риодацитового – для вулканогенных пород, слагающих последовательно дифференцированный ряд.

Фациальный анализ вулканитов района Шикахохского месторождения указывает на наличие пород, принадлежащих эффузивной и субвулканической фациям. Местами обнаружены также секущие породы от среднеосновного до среднекислого составов лавового и туфового обликов, обладающих близвертикальной флюидалностью, что указывает на возможную их принадлежность жерловой фации; эти породы достаточно сильно гидротермально переработаны, причем интенсивность изменения по мере удаления от этих образований ослабевает. На близких расстояниях от них местами развиты небольшие маломощные покровы туфов среднекислого состава, среди которых появляются линзы игнимбритов с очень характерными для них сплюснутыми обрывками вулканического стекла – фьямме. Вышеприведенное позволяет с большой долей вероятности говорить о наличии в пределах территории Шикахохского месторождения локальных вулканических аппаратов, присутствие которых подтверждается и развитием здесь кольцевых разрывных структур.

Породы эффузивной фации представлены преимущественно миндалекаменными андезитобазальтами, их брекчиевыми лавами, туфами и, реже, гиадокластитами.

Жерлово-прижерловые образования сложены, в основном, туфами псаммитово-псефитовой размерности, состоящими из округлых и угловатых обломков андезиодацитов, дацитов, андезитов, реже, андезитобазальтов и риодацитов, скрепленных алевролитовым витрокристаллокластическим цементом; туфы в среднем имеют андезиодацитовый состав, но, в зависимости от количественного преобладания тех или иных обломков, могут иметь состав от андезитового до дацит-риодацитового. Среди жерловых туфов встречаются секущие тела андезиодацитового состава, местами брекчированных и обладающих флюидалной текстурой.

Образования субвулканической фации характеризуются широким спектром петрографического состава. Среди них наиболее широко развиты трахитовые андезиты и андезитодациты, а также кварцевые и базокварцевые диорит-порфиры, образующие мелкие силло-, штоко- и дайкообразные тела, а иногда и довольно крупные (до 1,5 км²) удлиненные штоки. В меньшей степени развиты штоки и силлы как порфировых, так и афировых (редкопорфировых) андезитобазальтов; еще реже встречаются дайки диабазов, дацитов и риодацитов.

Интрузивные породы развиты в южной – юго-западной части рудного поля и слагают северо-восточную окраину Цавского интрузива нижнемелового возраста, принадлежащего, по данным Р. Л. Мелконяна (82), тоналитовой формации. Основной объем пород интрузива сложен тоналитами и кварцевыми диоритами, однако, благодаря процессам габброизации и диоритизации вмещающих среднеосновных вулканитов, а также контаминации и калиевого метасоматоза, внутри интрузива образуются породы от габбро до гранодиоритов, кварцевых сиенитов и сиенитов (82). Кроме вышеназванных пород, так называемой, "I фазы", в пределах интрузива развиты образования "II фазы" позднеэоценового возраста, представленные "розовыми" порфировидными гранитами и гранодиоритами, которые, согласно данным Г. А. Казаряна (58), слагают не менее трети площади выхода интрузива.

В структуре Шикахохского рудного поля главенствующую роль играют разрывные нарушения близмеридионального СЗ и СВ простираний, одно из которых, проходящее через гг. Чанджа и Пертикар, сс. Чака-тен, Гехануш и Багабурдж, тянется на 20 км в северо-западном направлении. Менее распространены близширотные разрывы, однако, становление Цавского интрузива связывается с долгоживущим магмоконтролирующим близширотным Анд-Шишкертским разломом (82).

В пределах месторождения, кроме линейных, фиксируются также кольцевые и секториальные нарушения, дешифрирующиеся на средне- и крупномасштабных аэроснимках, отдельные фрагменты которых нашли свое подтверждение при полевых исследованиях. Интересно отметить, что подавляющая часть рудной минерализации тяготеет к областям развития кольцевых структур и приуроченных к ним породам жерловой-прижерловой и субвулканической фаций – туфам андезитодацитового состава, трахитовым андезит-андезитодацитам и кварцевым диорит-порфиритам.

В пределах Шикахохского рудного поля все разновидности пород в той или иной степени подвергнуты гидротермальным изменениям, которые, как и в Кафанском рудном поле, подразделяются нами на региональные пропилиты, пропилиты стадии кислотного выщелачивания (СКВ) и вторичные кварциты.

Региональной пропилитизацией охвачены преимущественно эффузивные андезитобазальты, их брекчиевые лавы и туфы, реже, субвулканические породы, удаленные от вулканических аппаратов. Этот тип изменения представлен следующими минеральными фациями:

1. Пренит-пумпеллиитовая: пренит + пумпеллиит + хлорит + альбит + эпидот, кварц;
2. Пумпеллиит-эпидитовая: пумпеллиит + эпидот + хлорит + альбит + селадонит, цеолит, кварц;

3. Эпидот-хлоритовая: эпидот + альбит + хлорит + кварц + карбонат, пумпеллиит, рутил.

Местами среди региональных пропилитов встречаются гнезда, вкрапленность, реже, прожилки и невыдержанные маломощные жилы халькозин-борнитовых медных руд, развитых, в основном, в западной и северной частях рудного поля.

Пропилиты СКВ большей частью развиты по эффузивным и экстрезивно-субвулканическим породам среднекислого и, реже, среднеосновного составов, развитых в жерловых и прижерловых областях вулканических аппаратов. Они размещены, в основном, в восточной, северо-восточной и юго-восточной частях рудного поля, занимая площади до 2-3 км², и сложены следующими равновесными ассоциациями минералов (снизу-вверх):

1. Хлорит-карбонатная: хлорит + карбонат + кварц + серицит + альбит, рутил, пирит;

2. Серицит-карбонатная: серицит + карбонат + кварц + хлорит, альбит, рутил, пирит и др. сульфиды;

3. Серицит-хлоритовая: серицит + хлорит + кварц + альбит, рутил, пирит и др. сульфиды.

Вторичные кварциты обычно находятся в пределах полей развития пропилитов СКВ, развиваясь гипсометрически выше них и занимая площади 0,1-0,3 км². Они в основном формируются по тем же исходным породам, что и пропилиты СКВ. Вторичные кварциты характеризуются следующими равновесными минеральными ассоциациями (снизу-вверх):

1. Кварцево-серицитовая (мусковитовая): кварц + серицит (мусковит) + карбонат, рутил, пирит и др. сульфиды;

2. Кварцево-пирофиллитовая: кварц + пирофиллит + серицит, рутил, пирит;

3. Топаз-пирофиллитовая: кварц + топаз + пирофиллит + серицит, рутил, пирит;

4. Алунит-пирофиллитовая: кварц + алунит + пирофиллит + серицит, рутил, пирит;

5. Монокварцевая (с самородной серой): кварц + рутил + серицит, пирофиллит, самородная сера.

Пропилиты СКВ, и в особенности метасоматиты серицит-хлоритовой и серицит-карбонатной фаций, а также серицитовые кварциты, в основном, сопровождают и вмещают медно-молибденовую и золоторудную минерализацию Шикахохского месторождения.

Морфологически оруденение представлено двумя основными типами - штокверковым и жильным.

Штокверковый или прожилково-вкрапленный тип оруденения является основным и распространен на всех участках месторождения. Штокверк представлен густой сетью маломощных кварц-сульфидных прожилков главным образом пирит-халькопирит-молибденитового состава, реже встречаются сфалерит, галенит, теннантит и др.

Жильный тип оруденения имеет подчиненное развитие и с глубиной уменьшается. Представлен кварц-сульфидными жилами в основном пирит-халькопиритового состава, реже встречаются борнит, халькозин, сфалерит и др. Жилы, обычно имеющие четкие зальбанды и крутое паде-

ние, характеризуются пролосчатым и симметрично-полосчатым строением. Характерной особенностью месторождения является многостадийность ее рудообразовательного процесса. Установлено (112) семь стадий минерализации: 1 – кварц-магнетитовая, 2 – кварц-молибденитовая, 3 – кварц-пиритовая (с теллуридами Bi), 4 – кварц-халькопиритовая (с теллуридами Pb, Bi), 5 – кварц-галенит-сфалеритовая (с теллуридами Pb, Bi, Ag, Au), 6 – карбонатная, 7 – ангидрит-гипсовая. Обычно для халькопирита и пирита устанавливается несколько генераций, образовавшихся в различные стадии оруденения. В настоящее время на месторождении установлено 55 минеральных видов (в том числе установлены Р.Н. Зарьяном – самородное золото и серебро, теллуриды Bi, Pb, Ag, Au, аргентит и др.).

На Шикахохском месторождении серноколчеданные, медно-молибденовые и медные руды имеют массивные, полосчатые, вкрапленные и брекчиевидные текстуры. Преобладающими структурами являются массивные и полосчатые. Количество молибденита, халькопирита и сфалерита с глубиной увеличивается. Среднее содержание молибдена, меди и цинка в рудах разведваемой зоны, по данным 20 объединенных бороздовых проб, соответственно составляет 0,0184%, 0,2419%, 0,0068% (табл. 14).

Таким образом, на месторождении, по имеющимся данным, содержания молибдена (до 5 раз), меди (до 4,5 раза) и цинка (до 2,2 раза) с глубиной возрастают. Весовые отношения Cu : Mo : Zn для медно-молибденовых руд в среднем составляют 36:3:1.

Таблица 15

Содержания молибдена, меди и цинка в рудоносной
зоне Шикахохского месторождения

№№ пп	Интервал	Кол-во проб	Содержание в %			Отношение
			Mo	Cu	Zn	Cu/Mo, Cu: Mo: Zn
1	70–160 м	7	0,0055	0,0857	0,0042	16 20:1,3:1
2	160–265 м	5	0,0210	0,2472	0,0060	12 41:3,5:1
3	265–410 м	8	0,0286	0,3928	0,0095	14 41:3:1

В гидротермальном процессе рудообразования намечается следующая последовательность привноса главных рудных элементов:

Fe - Mo - Fe - Cu - Zn - Pb

В постмагматических процессах формирования руд часть железа, очевидно, заимствуется из вмещающих пород.

Отдельные участки Шикахохского рудного поля разведаны горными выработками и буровыми скважинами до глубины 450–500 м.

На глубоких горизонтах месторождения буровыми скважинами установлено наличие медно-молибденового оруденения. Отсутствие богатых руд в скважинах, заданных только в северных экзоконтактовых частях

Средние содержания элементов-примесей в рудах и минералах различных стадий минерализации Шикахохского месторождения

Стадии минерализации и минералы	Кол-во анали-зов	Химические анализы в г/т									Спектральные анализы в г/т					
		Молиб-ден	Медь	Цинк	Свинец	Селен	Теллур	Галлий	Герма-ний	Рений	Титан	Марга-нец	Никель	Ко-бальт	Золото	Сереб-ро
<u>Кварц-магнетитовая</u>																
Магнетит	4	5	25	-	-	-	-	-	2	-	2000	200	25	15	-	-
Пирит	3	25	450	10	-	15	5	1	1,5	-	150	200	75	40	-	-
Рядовая руда	5/12	5	600	52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
<u>Кварц-молибденитовая</u>																
Молибденит	4	-	730	60	42	37	23	-	0,5	66	47	42	20	15	-	-
Халькопирит	3	950	-	150	15	46	80	2	2,5	1	10	100	10	5	-	10
Пирит	3	440	3700	15	100	30	13	2,3	2,3	-	180	130	23	26	-	-
Рядовая руда	20/16	180	2419	68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
<u>Кварц-пиритовая</u>																
Пирит	8	26	6600	900	355	33	39	2	1,7	-	53	27	20	20	7,5	40
Халькопирит	2	300	-	300	30	63	93	4	2,7	-	43	30	23	6	13	20
Рядовая руда	13/20	33	2150	225	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50
<u>Кварц-халькопиритовая</u>																
Халькопирит	8	18	-	1300	140	73	85	7	4,8	1	15	20	15	5	17	20
Пирит	4	20	5400	930	110	55	83	3,5	3,3	-	20	22	12	15	57	125
Борнит	2	10	-	500	10	20	10	-	-	-	10	10	10	10	-	-
Халькозин	2	10	-	300	20	10	20	-	-	-	10	10	10	-	-	-
Рядовая руда	12/13	27	7800	273	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	200

Примечание: в числителе количество химических анализов и бороздовых проб на молибден, медь, цинк, а в знаменателе – спектральных анализов штучных проб на серебро. Химические и спектральные анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГН АН АрмССР. Германий, золото и серебро даны в условных единицах.

Цавской интрузии, не говорит об отсутствии богатого медно-молибденового оруденения в эндоконтактных зонах этого тоналитового массива. Заслуживают изучения участки пород северных эндоконтактных зон Цавского интрузива.

4.3.2. Стадии минерализации

В гидротермальном этапе рудообразования выделяются семь стадий.

Кварц-магнетитовая стадия, являясь наиболее высокотемпературной стадией месторождения, развита на участке северного контакта тоналитового интрузива с вмещающими породами, охватывая как экзоконтактные, так и эндоконтактные зоны Цавского массива. Оруденение представлено жилами, прожилками, линзами и гнездами, сложенными магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом, пиритом и кварцем. Основная рудная масса приурочена к отчетливо выраженным структурам широтного и близширотного простирания. Характерны массивные и симметрично-полосчатые текстуры, при этом магнетит обычно слагает залыбанды жил и прожилков, центральные части которых заполнены относительно более поздними минералами. Упомянутые выше окислы и сульфиды в полях магнетита образуют небольшие включения, цементирующие кристаллы ранее отлагающегося магнитного железняка. Встречаются псевдоморфозы магнетита по гематиту и наоборот.

В составе руд кварц-магнетитовой стадии количественным спектральным анализом установлены: Ti - 0,3-1,0%, Mn - 0,03-0,1%, V и Sr - 0,01-0,03%, Co, Zr - 0,003-0,01%, Ni - 0,0003-0,01%, Ga - 0,003%, Cr - 0,0003-0,003%, Y - 0,001%, Li - 0,0003%, Yb Be - 0,0001%; спорадически Ag - 0,0001-0,0003%. Химическими анализами обнаружены также Mo - до 0,0013%, Cu - 0,04-0,1% и Zn - 0,0033-0,0065%.

Кварц-молибденитовая стадия имеет наиболее широкое распространение и представлена параллельными сближенными прожилками, приуроченными к четко выраженным системам трещин скалывания и разрыва. Характерной особенностью этих прожилков, отстоящих друг от друга примерно на одинаковые расстояния, является прямолинейность очертаний. Прожилки, приуроченные к трещинам отрыва, обычно характеризуются резкими изменениями простираний, извилистыми очертаниями, многочисленными раздувами, пирежимами и апофизами. Прожилки имеют как кварц-молибденитовый, так и чисто молибденитовый состав. При этом мощность молибденитовых прожилков всегда меньше кварц-молибденитовых.

В составе руд кварц-молибденитовой стадии постоянно присутствуют: Ti - 0,1-0,3%, Sr - 0,02-0,1%, Mn - 0,01-0,03%, V - 0,003-0,03%, Zr - 0,003-0,01%, Ga, Ni и Co - 0,001-0,01%, Y - 0,001-0,003%, Cr - 0,0003-0,001%, Li - 0,0003-0,0005%, Yb - 0,0001-0,0003%, Be - 0,0001-0,0002%, спорадически Pb - 0,003-0,01%, Ba - 0,001-0,003% и Ag - 0,0003-0,001%.

Кварц-пиритовая стадия пользуется широким распространением. Она различной интенсивностью проявлена почти на всех участках месторождения. Преимущественно развита на восточном фланге рудного поля. Образует жилы, линзы, прожилковые зоны и вкрапленную минера-

лизацию. Пиритовая зона мощностью 2-2,5 км, прослеживается на расстоянии 4 км и имеет северо-западное простирание. Указанная зона залегает в экзоконтакте Цавского тоналитового массива. Вкрапленная минерализация развивается вдоль тектонических нарушений. Для жил характерны полосчатые текстуры, сложенные кварцем, пиритом, халькопиритом, борнитом, халькозином, пирротином, марказитом, теллуридами висмута, самородными золотом и серебром.

В штучных пробах из кварц-пиритовой стадии спектральным анализом установлены следующие элементы-примеси: Ti - 0,3%, Mn - 0,03%, V - 0,02%, Sr - 0,02%, Ni и Co - 0,01%, Ga - 0,003%, Pb - 0,01%, Bi - 0,02%, Ag - 0,001-0,01%, Y - 0,001%, Cr - 0,0003% и Yb - 0,0001% при содержании Cu - 0,1-0,34%, Zn - 0,01-0,03% и Mo - 0,0019-0,005% (данные хим. анализов).

Кварц-халькозин-борнит-халькопиритовая стадия имеет значительное распространение и образует жилы, прожилково-вкрапленные зоны. Наряду с халькопиритом и кварцем в значительном количестве устанавливается также борнит, халькозин и пирит. Спорадически встречаются: ковеллин, теннантит, сфалерит, галенит, алтаит, теллуrowисмутит, аргентит, тетрадимит, висмутин, самородные золото и серебро. Жилы и прожилки имеют сетчатую и полосчатую текстуры. Все вышеуказанные минералы, кроме пирита, встречаются в полях халькопирита. Теннантит нередко образует реакционные каемки вокруг халькопирита.

В штучных пробах, содержащих Cu - 0,6-1,3%, Zn - 0,0133-0,0420% и Mo - 0,0022-0,003% (данные хим. анализов) устанавливаются Mn - 0,003-0,01%, Ti - 0,003-0,02%, Ni и Co - 0,001-0,002%, V - 0,01%, Cr - 0,003%, Pb - 0,03%, Ag - 0,01-0,03%, Bi - 0,03%, Te - 0,03-0,05%, Ga - 0,001%, Sr - 0,03%, Y - 0,001%, Li - 0,0003%, Yb, Be - 0,0001% (по спектр. анализам).

Кварц-галенит-сфалеритовая стадия имеет небольшое распространение и представлена прожилками, сложенными кварцем, сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, теннантитом, тетраэдритом, аргентитом, самородными золотом и серебром, теллуридами - алтаитом, гесситом, петцитом, креннеритом, теллуrowисмутитом и тетрадимитом. Выделение теллуридов происходило в конце стадии минерализации, после сульфидов и сульфосолей. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, реже флюоритом.

Кварц-карбонатная стадия отмечается повсеместно, образуя жилы и прожилково-вкрапленные зоны, сложенные халцедоном, кальцитом, доломитом, сидеритом и анкеритом.

Ангидрит-гипсовая стадия имеет небольшое распространение, представлена небольшими жилами и прожилками с крутыми и резкими контактами, образовавшимися путем выполнения трещин. На месторождении развит также вторичный волокнистый гипс, приуроченный к порудным структурам.

4.3.3. Геохимические особенности руд

Молибден. Значительное количество Mo приурочено к медно-молибденовым рудам, в них его содержание варьирует от следов до 1,25 · 10⁻¹%.

Концентрация молибдена в гидротермальных растворах кварц-магнетитовой стадии минерализации была минимальной; далее она постепенно возрастает и достигает своего максимума в кварц-молибденитовую стадию, а затем убывает (табл. 14). С глубиной содержание металла возрастает (табл. 15).

Молибден установлен также в халькопирите, пирите, борните, халькозине и магнетите от следов до 0,23%. Наиболее высоко его содержание в халькопирите; затем идут пирит, борнит, халькозин, магнетит.

На месторождении распределение молибдена крайне неравномерное. Отношение $Cu : Mo$ варьирует в пределах 12-16.

Медь. На месторождении представлена главным образом халькопиритом. Подчиненное значение имеют борнит, халькозин, ковеллин и др.

Значительные количества меди обнаруживаются в пирите, молибдените и магнетите, причем ее максимальные содержания приурочены к серному колчедану медной стадии минерализации (табл. 14), что обусловлено наличием мелких включений халькопирита, борнита, халькозина и ковеллина. С глубиной количество меди возрастает, наблюдается четкое превалирование Cu над Mo , а последнего — над Zn . Величина отношения $Cu : Mo : Zn$ с глубиной увеличивается (табл. 15).

Цинк. присутствует во всех типах руд месторождения, его содержание в них варьирует от следов до 0,0420%. В виде сфалерита встречается в рудах серноколчеданной и медной стадий минерализации. Среднее содержание его возрастает от высокотемпературных магнетитовых руд к среднетемпературным медным (табл. 14). Концентрация цинка с глубиной повышается в два раза (табл. 15). Небольшие количества металла обнаруживаются в сульфидах. Отмечается следующий убывающий ряд концентрации цинка: пирит-халькопирит-борнит-халькозин-молибденит.

Свинец. В ходе гидротермального процесса концентрация металла повышается и доходит до своего максимума в полиметаллическую стадию минерализации. Присутствует во всех главных и распространенных сульфидах. Содержание в них варьирует от 0,001 до 0,18%. Собственные минералы его — галенит и алтаит, встречаются в рудах кварц-пиритовой и кварц-халькопиритовой стадий минерализации. Незначительное количество свинца развито в рудах кварц-молибденитовой стадии, где его содержание колеблется от 0,003 до 0,01%.

Золото в рудах месторождения находится в виде тонкодисперсных или субмикроскопических выделений гессита, петцита, аргентита, самородного золота и серебра и в качестве изоморфных примесей в составе сульфидов, сульфосолей и т.д. Частота обнаружения отмеченных минералов убывает в ряду: самородное серебро — самородное золото — гессит-петцит-аргентит.

В рудах отмечается раннее и позднее золото. Раннее — тонкодисперсное или субмикроскопическое золото, приуроченное к полям пирита, реже халькопирита серноколчеданной и медной стадий минерализации. Образуется в более высокотемпературных условиях, чем позднее-обычно видимое золото.

Серебро наиболее высокие концентрации образует в рудах кварц-

халькопиритовой стадии, где содержание элемента варьирует в пределах от 0,01–0,03 усл. ед. Серебро установлено в серном и медном колчеданах среднетемпературных стадий минерализации, причем наиболее высокие содержания (от 0,001– до 0,03) улавливаются в пиритах.

Селен находится в виде изоморфной примеси в сульфидах, сульфосолях и теллуридах. Теллур встречается как в форме теллуридов, так и в качестве изоморфных примесей в решетке сульфидов. Теллуриды образуются, главным образом, в конце кварц–галенит–сфалеритовой стадии минерализации, хотя некоторые из них (теллуриды висмута) иногда обнаруживаются в серноколчеданных рудах.

Порядок выделения теллуридов из постмагматических растворов кварц–халькопиритовой стадии минерализации следующий: тетрадимит–теллуровисмутит–алтаит–гессит–петцит. Наиболее часто отмечаются теллуриды висмута, реже серебра, золота и свинца.

Концентрация селена или теллура в пиритах и халькопиритах, образовавшихся на различных стадиях эволюции гидротермальных растворов, постоянно возрастает от ранних генераций к поздним (табл.14). Самые высокие содержания теллура фиксируются в халькопиритах серноколчеданной и медной стадий, а минимальные — приурочены к борниту и халькозину. Таким образом, концентрация металлоидов в халькопиритах и пиритах повышается с уменьшением температуры рудообразования. Во всех сульфидах, за исключением борнита, как правило, теллур превалирует над селеном (табл.14).

Галлий и германий наибольшие концентрации образуют в халькопирите и пирите медной стадии. Содержание галлия в медном колчедане в два раза выше, чем в серном колчедане кварц–халькопиритовой стадии. Концентрация галлия увеличивается от халькопиритов наиболее высокотемпературных стадий минерализации к среднетемпературным (табл. 14).

Содержание германия убывает в ряду, халькопирит–пирит–магнетит–молибденит.

Рений. Максимальные концентрации образует в молибдене, в нем содержание металла колеблется от 0,0025–0,011%. Содержание в минералах меди (халькопирит, борнит) варьирует в пределах от следов до 0,0002%.

Висмут является одним из характерных элементов–примесей руд месторождения. Сотые доли процента его установлены в рудах кварц–пиритовой и кварц–халькопиритовой стадий минерализации. Концентрация висмута в халькопирите, молибдените и др. минералах варьирует от 0,001 до 0,1%, иногда доходит до 1,0%. Максимальные количества металла приурочены к халькопириту, кварц–халькопиритовой стадии, что, очевидно, обусловлено наличием в них микроскопических выделений висмутитина, тетрадимита и теллуровисмутита. В халькопиритах и пиритах между содержаниями висмута, золота и серебра наблюдается корреляционная зависимость. Наличие его в халькопирите и пирите объясняется не только присутствием в них минералов висмута, но и изоморфным его вхождением.

Титан, марганец и ванадий устанавливаются в рудах кварц–магнетитовой (0,01–1,0%), кварц–халькопиритовой стадий минерализа-

нии. Содержание описываемых металлов в медно-молибденовых и серно-колчеданных рудах варьирует от 0,003 до 0,3%. Обычно в рудах различных стадий титан всегда преобладает над марганцем, а последний над ванадием.

Спектроскопически эти элементы в тех или иных количествах обнаруживаются в сульфидах и окислах (табл.14). Содержание их в пиритах падает с понижением температуры образования.

Никель, кобальт и хром наиболее высокие содержания (0,01%) образуют в рудах кварц-пиритовой стадии, а минимальные (0,001-0,002%) - кварц-халькопиритовой стадии. В рудах кварц-магнетитовой и кварц-молибденитовой стадий содержание элементов колеблется в пределах от 0,0003 до 0,01%, содержание хрома в рудах различных стадий минерализации варьирует от 0,0003 до 0,003% (табл. 14).

5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОРУДЕНЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Кафанский рудный район – один из основных центров горнодобывающей промышленности Армянской ССР; расположенное в его пределах одноименное месторождение является главным источником меднорудного сырья в регионе. В ближайшее время вступит в строй действующих и рудник Шаумянского месторождения.

Успешное решение вопроса обеспеченности Кафанского меднорудного комбината надежной сырьевой базой в дальнейшем будет зависеть от правильного прогнозирования и выбора направления поисково-разведочных работ.

Ниже на основании обобщения всей существующей информации и данных обработки полученных нами материалов излагаются основные закономерности локализации оруденения и прогнозная оценка наиболее перспективных площадей Кафанского рудного района.

5. 1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Закономерности пространственного размещения оруденения и роль литолого-стратиграфических, магматических и структурно-геологических факторов в локализации рудных тел на Кафанской группе месторождений и вопросы их зонального развития освещены в работах многих исследователей.

Роль литолого-стратиграфического фактора в контроле оруденения выражена в приуроченности всей промышленной сульфидной минерализации к толще благоприятных для рудоотложения вулканогенных пород среднеюрского возраста – кварцевым андезитами, андезитодами, разнообразным туфам и игнимбрикам средне-кислого состава и миндалекаменным андезит-андезитобазальтами и их брекчиевыми лавами. Наличие многочисленных мелких рудопоявлений меди в верхнеюрско-нижнемеловых вулканитах не меняет общего значения отмеченной закономерности.

Рудоконтролирующая роль структурных факторов наиболее четко выражена в приуроченности большинства рудоносных участков и рудных тел как жильного, так и штокверкового типов к зонам крупных разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера – Мец-Магаринского, Каварт-джурского, Восточно- и Западно-Саядкарских, Башкендского и др. Наибольшая концентрация рудных тел отмечается вдоль зоны Мец-Магаринского разлома. В последнее время установлено также наличие тесной пространственной ассоциации рудных тел и их скоплений с дайками основного состава – диабазовыми и габбро-диабазовыми порфири-тами (48).

В пространственном распределении оруденения наблюдаются также элементы горизонтальной зональности, которая выражена в закономерной смене с запада на восток сернокотчеданных руд меднокотчеданными и далее полиметаллическими рудами. Отмеченная зональность, по мнению большинства исследователей, обусловлена многостадийным характером рудоотложения на фоне постепенного перемещения с запада на восток процесса формирования и раскрытия рудовмещающих структур.

Из выявленных новых закономерностей в размещении оруденения наиболее важным является установление пространственной приуроченности месторождений и большинства рудопоявлений к крупным палеовулканическим сооружениям и расположенным в их пределах мелким вулканическим аппаратам. Так, например, Кафанское меднокотчеданное и Шаумянское золото-полиметаллическое месторождения размещены в пределах среднеюрского Кавартского палеостратовулкана, а Норапеникское, Арачадзорское, Дзорастанское и др. рудопоявления тяготеют к более мелким вулканическим центрам, находящимся на склонах этого крупного сооружения. Менее изученным с точки зрения рудности, но достаточно четко выявленным геологическими наблюдениями, является крупное среднеюрское Антарашатское вулканическое сооружение, расположенное в бассейне верховья течения р. Халадж, в пределах которого также отмечается ряд рудопоявлений (Антарашатское, Чаначинское и др.).

Приуроченность вышеотмеченных палеостратовулканов и ряда мелких вулканических аппаратов к магмоконтролирующей зоне разлома, проходящей вдоль долины р. Халадж, позволяет предположить об ее важной роли в качестве крупной рудоконтролирующей структуры.

Аналогичная картина пространственной приуроченности ряда рудопоявлений меди, золота и полиметаллов (Барцраванское, Галидзорское, Тандаверское и др.) к Барцраванскому крупному палеовулканическому сооружению позднеюрско-раннемелового возраста установлена и в северной части рудного района.

В пределах самих вулканических сооружений обнаружено тяготение рудной минерализации к породам средне-кислого состава, принадлежащих субвулканической, жерловой и околожерловой фациям, которые нередко охвачены процессами газогидротермальной деятельности вулканических аппаратов с образованием обширных полей пропитов стадии кислотного выщелачивания, венчающихся выходами вторичных кварцитов. Гипсометрически высоко расположенные минеральные фации песчаники (монокварцевая, алунитовая, дикиитовая, диаспоровая) практически безрудны, однако они фиксируют участки наиболее интенсивного просачивания сернокислотных газогидротермальных растворов и нередко являются индикаторами происходящих на глубине процессов образования сульфидов. Массовое отложение сульфидных минералов сопряжено с процессом формирования гипсометрически низко размещенных фаций вторичных кварцитов (серицитовой, реже дикиитовой) и залегающих под ними минеральных новообразований пропитов стадии кислотного выщелачивания (фации - серицит-хлоритовая, серицит-карбонатная,

хлорит-карбонатная). Установление тесной пространственной и генетической приуроченности рудной минерализации к определенным фациям гидротермальных метасоматитов, а также выявление четкой зональности в их развитии, является одним из важных результатов наших исследований.

Проводимыми за последние годы геохимическими работами по выделению первичных эндогенных ореолов и гипергенных потоков рассеяния охвачена почти вся территория Кафанского рудного района.

Результатом проведения площадных крупномасштабных геохимических работ явилось выделение ряда участков развития аномальных моноэлементных и мультипликативных ореолов рудных металлов. Перспективность таких участков обосновывается широким развитием здесь надрудных ореолов и высокими значениями коэффициента геохимической зональности.

За последние годы геофизическими работами (17,109) выяснен ряд вопросов, касающихся глубинного геологического строения, разнохарактерных структур и др. Кафанского рудного района. Эти исследования прямым или косвенным образом способствуют выявлению закономерностей размещения оруденения. Электроразведкой установлены площади развития сульфидных минералов на глубине. Магнито- и гравиразведка выявили ряд вулканоструктур и участки зон активного магматизма и подъема фронта метаморфизма. Сейсморазведкой определены границы раздела "базальтового" и "гранитового" слоев, положение до складчатого и складчатого фундамента, а также выявлено множество разрывных нарушений самых разнообразных ориентаций и глубин проношения.

На основании приведенных выше магматических, литологических, структурных предпосылок, а также прямых и косвенных поисковых признаков, имеющих первостепенное значение для оценки отдельных потенциально рудоносных площадей, нами составлена карта геологических предпосылок и поисковых критериев на медно-полиметаллическое оруденение. На этой карте специальными значками показаны центры вулканической деятельности различного возраста. В пределах вулканических сооружений выделены контуры литологически благоприятных в отношении локализации оруденения пород экстрозивно-субвулканической и эффузивной фаций. Показаны крупные магмоконтролирующие структуры северо-западного простирания, кольцевые и дугообразные разломы, развитые в пределах палеовулканических сооружений, а также сочетающиеся с ними некоторые близширотные разрывные нарушения и зоны трещиноватости, отражением которых могут являться основные рудовмещающие структуры на главных рудных объектах района. Приведены контуры рудосопровождающих гидротермальных метасоматитов - вторичных кварцитов и пропилитов стадии кислотного выщелачивания. Показаны мультипликативные геохимические ореолы, составленные по величинам коэффициента геохимической зональности, превышающим значения $Pb \times Zn \times Ag \times Ba / Mo \times Cu \times Co \times Sn \geq 5$. Приводятся шлиховые ореолы минералов меди, свинца, цинка, молибдена и золота. На карте показаны площади, выделенные по данным геофизических работ как перспективные, соответствующие зонам активного магматизма и

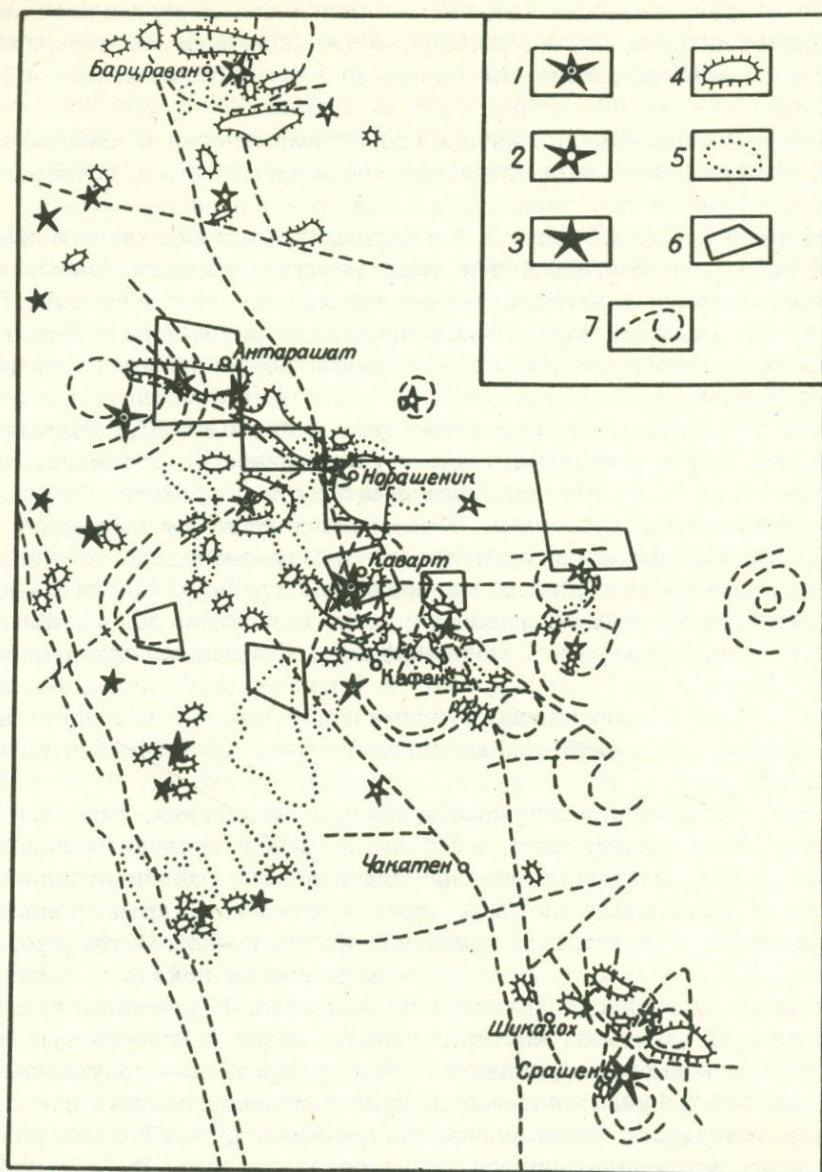


Рис. 68. Схематическая карта главных геологических предпосылок и поисковых признаков на медно-полиметаллическое оруденение в Кафанском рудном районе (составили С.О. Ачикгезян, С.А. Зограбян, Г.Г. Мирзоян, Р.А. Саркисян с использованием материалов К.Р. Варданяна, А.Г. Мидяна, А.Г. Тонакяна, А.А. Халатяна и др.).

Вулканические центры: 1 - среднеюрские, 2 - позднеюрско-раннемеловые, 3 - палеогеновые, 4 - рудосопровождающие гидротермальные метасоматиты, 5 - мультипликативные ореолы, 6 - перспективные площади по геофизическим данным, 7 - разрывные нарушения.

подъема фронта метаморфизма. Отдельными значками показаны разно-масштабные рудные объекты – месторождения, рудопроявления и пункты рудной минерализации.

Вся вышеприведенная информация, нанесенная на карту геологических предпосылок и поисковых критериев (рис. 68), позволила нам проанализировать комплекс имеющихся данных и выдвинуть ряд перспективных в отношении оруденения площадей.

5. 2. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Анализ комплекса данных, сведенных на карте геологических предпосылок и поисковых критериев на медно-полиметаллическое оруденение, позволил составить карту перспективных площадей изученной нами части Кафанского рудного района (рис. 69) и обосновать потенциальную рудоносность их отдельных участков. На этой карте перспективные площади, по совокупности различных благоприятных факторов, подразделяются на первой, второй и третьей очереди. При определении очередности перспективных площадей учитывалось наличие наиболее важных поисковых критериев и предпосылок.

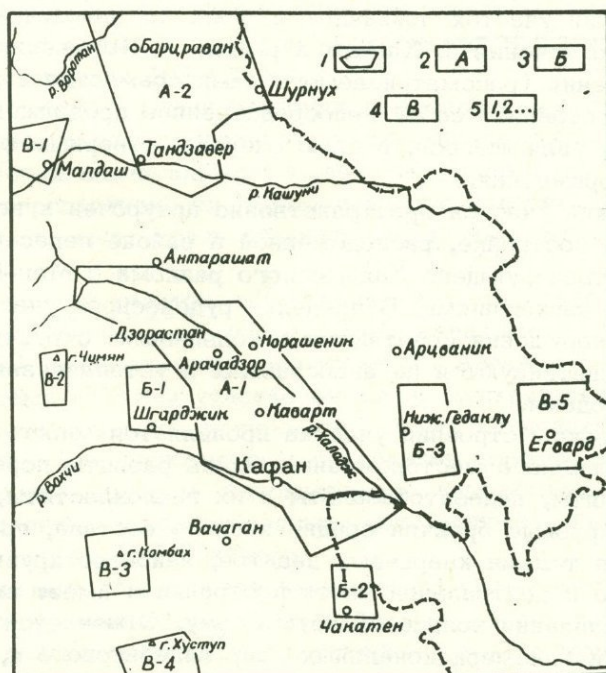


Рис. 69. Схематическая карта перспективных площадей Кафанского рудного района (составили С.О. Ачикгезян, С.А. Зограбян, Г.Г. Мирзоян, Р.А. Саркисян).

1 — контуры перспективных площадей; площади: 2 — первой очереди, 3 — второй очереди, 4 — третьей очереди, 5 — номера перспективных площадей.

Площади первой очереди (А) выделены на основании наличия полного комплекса геологических предпосылок и прямых и косвенных поисковых признаков, в то время как площади второй (Б) и третьей (В) очереди характеризуются неполным комплексом таковых.

Перспективные площади первой очереди размещены в пределах крупных палеостратовулканов – Кавартского, Антарашатского (среднеюрских) – А-1 и Барцраванского (позднеюрско-раннемелового) – А-2.

Перспективная площадь А-1 (около 100 кв.км) фактически охватывает территорию Кафанского рудного поля, вытянута в СЗ направлении от совхоза Сюник до МТФ Чанахчи на 20 км, при средней ширине в 5 км.

В площадь А-1 входят собственно Кафанское и Шаумянское месторождения, а также известные рудопоявления – Норашеникское, Арачадзорское, Геханушское, Антарашатское и другие.

Наиболее реальные возможности увеличения запасов руд в ближайшие годы связываются с непосредственными флангами Кафанского и Шаумянского месторождений, обоснование перспективности которых нами было приведено ранее в докладных записках, а также в виде заключений и рекомендаций в многочисленных научных отчетах.

Ниже приводится описание отдельных перспективных участков в пределах площади А-1 и обоснование потенциальной их рудоносности.

Норашеникский участок площадью в 6 кв. км находится на левом склоне среднего течения р. Халадж в районе с. Норашеник. Территория рудопоявления (рассматриваемого нами совместно с участком Бадалюрт) представляет собой непосредственное продолжение участка "Перевальный", являющегося, в свою очередь, северным флангом Кафанского месторождения.

Норашеникский участок пространственно приурочен к небольшой вулкано-купольной постройке, расположенной в районе пересечения крупного магмаконтролирующего Халаджского разлома с Мец-Магаринским и Хотананским нарушениями. В пределах рудоносного участка указанные линейные нарушения сочетаются с кольцевыми структурами, которые хорошо дешифрируются на аэроснимках и устанавливаются геофизическими методами.

В геологическом строении участка проявляется много общих черт с таковым Кафанского месторождения. Здесь развиты породы нижнего байоса – андезиты, андезитобазальты и их гиалокластиты, туфы, игнимбриты и жерловые брекчии средне-кислого состава, прорванные субвулканическими телами кварцевых дацитов, наиболее крупное из которых приурочено к центральной части постройки и имеет вытянутую в широтном направлении кольцеобразную форму. Отмечается также ряд близширотных и близмеридиональных даек андезитового и, реже, диабазового состава.

К северу описываемые породы перекрываются туфами, туфопесчаниками и брекчиевыми лавами андезитобазальтов позднеюрского возраста. С запада участок ограничивается Хотананским разломом, по которому приведены в тектонический контакт породы средней и верхней юры, а с востока граница среднеюрских и верхнеюрских пород также проходит по небольшому тектоническому нарушению вдоль русла р. Бадалюрт. На юге породы, слагающие участок, перекрываются четвертичными базанитами долины р. Халадж.

На участке Норашиник среди гидротермально измененных пород наибольшим развитием пользуются хлорит-карбонатные и эпидот-хлоритовые метасоматиты; хлорит-серицитовые пропилиты менее распространены и связаны, главным образом, с интенсивно минерализованными зонами. Местами аналогичную связь обнаруживают хлорит-карбонатные породы.

Проведенными за последние годы на участке комплексными геофизическими исследованиями подтверждено наличие вулкано-купольного сооружения. По А.А.Халатяну и др. (109) из выявленных в Кафанском рудном районе радиально-концентрических структур наиболее обширной и хорошо проявляющейся в поле линеаментов является Норашиникская структура.

Детализационными геохимическими работами установлено, что наиболее существенными из всех выявленных в Кафанском рудном поле аномалий являются те, которые оконтуривают Норашиникское и Бадалюртское рудопоявления, что подтверждается концентрированностью на этих участках первичных ореолов элементов надрудной группы и относительно высокой величиной индикаторного отношения. Участок проявления довольно детально опробован буровыми и горными работами, за исключением площади, расположенной южнее с. Норашиник. Многими из пройденных выработок вскрыты кварц-пирит-халькопиритовые жилы мощностью до 20-30 см, а также зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Некоторые из жил прослежены горными выработками в близширотном направлении на протяжении 100-120 м.

Таким образом, полный комплекс благоприятных структурно-геологических, геофизических и геохимических предпосылок, а также прямые подсечения значительного количества рудных тел свидетельствуют о высокой перспективности Норашиникского участка, который в ближайшее время может стать объектом детальных геологоразведочных работ.

Арачадзорский участок практически является северо-западным продолжением Кафанского месторождения и охватывает территорию (около 7 кв. км), расположенную в районе сс. Арачадзор и Дзорастан. Нашими работами на этом участке выявлено вулканическое сооружение среднеюрского возраста, в строении которого принимают участие такие благоприятные для локализации оруденения породы, как туфы и игнибриды кварцевых дацитов, базокварцевые андезитодациты, миндалекаменные андезиты, андезитобазальты, прорванные дайками и штоками кварцевых дацитов и риодацитов.

На Арачадзорском участке выявлен ряд северо-восточных, субширотных и северо-западных нарушений. Одно из рудоконтролирующих нарушений северо-восточного простирания, по-видимому, являющееся южным продолжением Хотананского разлома, подсечено на 470 метре ствола штольни 8.

Необходимо отметить, что в гребневой части между ручьями Арачадзор и Дзорастан обнаружены отдельные обрывки кварц-пиритовых жил, протягивающихся в субширотном направлении в виде сильно заохренных (лимонитизированных) полос.

В пределах описываемого участка широким развитием пользуются

пропилиты стадии кислотного выщелачивания и вторичные кварциты, развитые по средне-кислым породам. На этой площади геохимическими работами выявлены вытянутые в северо-западном и близмеридиональном направлениях мультипликативные ореолы с высокими значениями коэффициента геохимической зональности.

В пределах описываемого участка пройдены горизонтальные выработки (штольни № 8, 11) и пробурены многочисленные скважины глубиной до 500 м. Подсеченные и прослеженные штреками рудные жилы имеют различные мощности, колеблющиеся в широких пределах (от 5-10 до 80 см), нередко с промышленным содержанием меди. Некоторые скважины на различных гипсометрических уровнях также подсекли рудные жилы, заслуживающие внимания.

Таким образом, на основании комплекса благоприятных факторов, геологических предпосылок и поисковых критериев Арачадзорский участок также следует отнести к числу наиболее перспективных площадей, на котором необходимо провести разведочные работы с целью обнаружения скрытых рудных тел медноколчеданного типа.

Геханушский участок расположен на правом берегу р. Вохчи, в районе нижнего течения р. Гехануш и охватывает территорию, расположенную на обоих ее берегах, площадью в 5 кв. км. Этот участок практически представляет собой южное продолжение Шаумянского месторождения, где, в отличие от последнего, широко развиты миндалекаменные андезиты и их гиалокластиты среднеюрского возраста, прорванные многочисленными дайками диабазов, габбро-диоритов, андезитов и андезитодацитов, простирающихся, преимущественно, в субширотном и близмеридиональном направлениях. На этой территории отдешифрованы кольцевые и субширотные разрывные структуры, совпадающие с границами распространения среднеюрских образований.

В районе хвостохранилища, на правом берегу р. Гехануш, нами обнаружены выходы кварц-полиметаллических жил. Одна из таких жил (аз. падения 20° , $\angle 60^{\circ}$, мощностью в 60 см) прослежена на 200-250 метров. Другие жилы выступают в виде отдельных обрывков субширотного простиранья длиной в 3-5 метров, при мощности в 30-50 см. В этих жилах установлены пирит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит.

В настоящее время на этом участке, согласно нашей рекомендации, проходит штольня, которая уже подсекла целый ряд полиметаллических жил и зон с промышленным содержанием полезных компонентов.

Следует отметить, что пробуренные в бассейне р. Гехануш поисковые скважины на различных гипсометрических уровнях подсекли рудные жилы, выдержанность которых, однако, по падению и простиранью осталась невыясненной.

Антарашатский участок расположен в бассейне верхнего течения р. Халадж и занимает площадь около 15 кв. км. Участок сложен среднеюрскими миндалекаменными андезитами (андезитобазальтами), их брекчиевыми лавами, гиалокластитам, а также туфами и игнимбритами среднекислого состава, которые прорываются экструзивно-субвулканическими телами андезитодацитового и дацитового составов среднеюрского возраста, а местами - риодацитами поздней юры - раннего мела.

Вдоль длинной оси площади участка проходит Халаджский магмо-контролирующий разлом, а поперечные кольцевые и секториальные сбросы близмеридионального направления разбивают участок на ряд блоков, в пределах которых развиты близширотные трещины с преимущественно южными крутыми падениями.

В отношении рудоносности достаточно перспективными являются выходы вторичных кварцитов и окаймляющих их пропилов стадии кислотного выщелачивания. Метасоматиты приурочены к жерловым и околожерловым фациям, развитым в восточной части крупной Антарашатской вулканической постройки, и сформировались за счет лав, брекчиевых лав, туфов, игнимбритов и секущих тел от андезитового до риодацитового составов. На этом участке ранее проводилось поисковое бурение. Было пробурено около 15 скважин глубиной 300–500 м, некоторые из них подсекли убогую сульфидную минерализацию на интервалах 100–350 м. Однако большинство скважин было пройдено очень крутыми углами с наклоном в южные румбы.

По нашим данным, потенциально рудоносные (и рудоконтролирующие) структуры на этом участке имеют близширотное простираие с южными падениями (как и большинство рудоносных структур Кафанского и Шаумянского месторождений). Поэтому скважины необходимо задавать с наклоном в северные румбы, навстречу вероятным рудоносным структурам.

Следует особо подчеркнуть широкое развитие мелкозернистого пирита в диккитавых и, что более важно, алунитовых кварцитах. Формирование гипсометрически высоко расположенных минеральных фаций вторичных кварцитов, в особенности алунитовой, протекает в условиях низких значений pH и при относительно высоком окислительном потенциале среды минералообразования, где железо, в основном, фиксируется в виде гематита; отложение равновесного с алунитом пирита наблюдается сравнительно редко и свидетельствует об относительно низких значениях Eh и достаточно высоком парциальном давлении сероводорода. Это явление может оказаться индикатором интенсивных гидротермальных процессов, происшедших на глубоких горизонтах с участием обильного сероводорода, то есть процессов метасоматоза и массового сульфидного рудоотложения.

Вышеотмеченные факты, в совокупности с широким развитием разрывов близширотного простираия позволяют нам считать Антарашатский участок перспективным в отношении обнаружения полиметаллического (с золотом, серебром) оруденения как прожилково-вкрапленного, так и жильного типов. Не исключена возможность обнаружения на более глубоких горизонтах оруденения медно-порфирового типа (возможно с молибденом).

Этот участок, согласно геофизическим данным, является аномальной площадью, соответствующей зонам активного магматизма и подъема фронта метаморфизма и рекомендуется в качестве перспективной. Следует однако отметить, что геохимическими работами эта площадь считается зоной рассеянной минерализации несмотря на то, что обнаруженные на участке ореолы по величинам своих коэффициентов геохимической зональности ни качественно, ни количественно не уступают тако-

вым, приведенным для Кафанского месторождения. По нашему мнению, эта площадь нуждается в постановке на ней детальных геохимических поисков для выяснения перспектив ее глубоких горизонтов. Отметим также, что на этой территории шлиховой съемкой установлены обширные ореолы минералов меди, свинца, цинка и молибдена.

К перспективной площади А-2 относится Барцраван-Шурнух-Тандзаверский участок площадью в 35 кв. км, занимающий территорию, расположенную между одноименными селениями.

Сюда не включена территория известного в районе собственно Барцраванского рудопоявления, расположенная между сс. Галидзор, Барцраван и Пашараджур, на которой ранее велись и ныне проводятся поисковые и геологоразведочные работы. Эта площадь нам представляется перспективной, что подкрепляется как геологическими, так и геохимическими данными. Отметим и немаловажный факт установления нами среди поля гидротермально измененных пород алуни- и диаспорсодержащих кварцитов, сформированных за счет субвулканических тел, эффузивов и туфов риодацитового, дацитового и андезитового составов, что увеличивает возможность обнаружения на глубине сульфидного оруденения (сохранены гипсометрически высоко расположенные фации вторичных кварцитов).

На выдвигаемом нами участке широко развиты вулканы преимущественно верхнеюрско-нижнемелового комплекса, слагающие крупную вулканическую постройку центрального типа. Основание постройки сложено эффузивными миндалекаменными андезитобазальтами, их брекчиевыми лавами, реже туфами, местами с линзами и прослоями мелководных и рифогенных известняков. На склонах частично эродированной постройки местами сохранены потоки андезитов, дацитов, риодацитов и их игнимбритов. Эти породы прорываются субвулканическими штокообразными телами кварцевых андезитов и диорит-порфириров, которые в своих центральных частях приобретают облик порфировидных интрузивов, а в периферийных — образуют характерные автомагматические брекчии. Сейсморазведкой на глубине устанавливается наличие достаточно крупного интрузивного тела, сателлитами которого, вероятно, являются вышеотмеченные штоки кварцевых диорит-порфириров.

На этой территории развит ряд разрывных нарушений близширотного и близмеридионального направлений, а также кольцеобразные и секториальные сбросы, дешифрируемые на средне- и крупномасштабных аэрофотоснимках и подтвержденные полевыми наблюдениями; наличие некоторых из этих разрывов подтверждено и данными сейсмо-, гравитационно- и магниторазведок. Геофизические исследования указывают и на наличие радиально-концентрической вулканической постройки, центр которой совпадает с выходом одного из штоков кварцевых диорит-порфириров (Тандзаверская вулcano-структура).

Следует особо выделить зону разрывов близширотного северо-восточного и северо-западного направлений, шириной 1-1,5 км и протяженностью более 5 км, на правом берегу р. Дыжохадзор (Джейнемдере) в ее верхнем и среднем течении, заключенную между двумя кольцеобразными сбросами, плоскости которых падают в северные румбы, и развитую по андезитам эффузивной и кварцевым андезитам и диорит-

порфиридам субвулканической фаций. Внутри зоны плоскости отдельных трещин падают преимущественно в южные румбы под крутыми углами.

Учитывая широкое развитие в зоне фаций гидротермальных метасоматитов, принадлежащих вторичным кварцитам и пропилитам стадии кислотного выщелачивания, местами содержащих обильную вкрапленность и маломощные прожилки пирита и других сульфидов, можно эту зону считать перспективной для обнаружения в ее пределах медного и полиметаллического (с золотом, серебром) оруденения прожилково-вкрапленного и жильного типов. Не исключена возможность перехода полиметаллического и медно-порфирового оруденения с глубиной в молибденовое. Это предположение, помимо сугубо теоретических соображений, подкрепляется тем фактом, что субвулканические тела кварцевых диорит-порфиритов, местами приобретающих интрузивный порфировидный облик, являются аналогами рудовмещающих штоко- и дайкообразных тел кварцевых диорит-порфиритов Шикажожского медно-молибденового месторождения.

Предположение о потенциальной рудности данной территории подкрепляется и данными по вертикальной скважине 882 глубиной 340 м, пробуренной в восточной части зоны в 1975 г. На глубинах 212-305 м скважина подсклала ряд рудных интервалов мощностью 1-6 м (в целом 18 м), представленных вкрапленностью сульфидов и разноориентированными маломощными кварц-серицит-хлорит-карбонатными прожилками с пиритом, реже жалкопиритом, сфалеритом, галенитом. Результаты опробования указывают на наличие сотых долей процента меди, цинка и свинца, следов золота и высоких содержаний серебра.

Считаем, что при крутом падении потенциально рудных близширотных структур, заложение вертикальных скважин нецелесообразно. Скважины должны задаваться либо наклонные - навстречу падению структур, либо горизонтальные - в зависимости от условий рельефа, и с обязательным учетом уровня эрозийного среза гидротермальных метасоматитов.

Другим участком на этой территории, заслуживающим постановки поисково-разведочных работ, является область развития дацитов, риодацитов и их реогнимбитов, прорванных субвулканическими телами риодацитов и кварцевых диорит-порфиритов севернее, северо-восточнее и восточнее с. Тандзавер. На участке наблюдается широкая (более 2 км) зона трещиноватости близширотного простирания, вероятно, являющаяся результатом воздействия крупного нарушения близширотного северо-западного простирания, проходящего вдоль долины р. Кашуни (Чайзами), фиксируемого, помимо геологических, и данными геофизических работ. В пределах зоны развиты каолинитовые и серицитовые кварциты, а также пропилиты стадии кислотного выщелачивания серицит-карбонатной и, реже, серицит-хлоритовой фаций. Местами наблюдается вкрапленность пирита, в большинстве случаев превращенного в лимонит.

В районе р. Тандзавер обнаружен ряд аномалий с достаточно высокими значениями коэффициента геохимической зональности, однако, к сожалению, территория, размещенная восточнее меридиана, проходящего примерно по выс. Кармиркар, геохимическими поисками не охвачена.

Перспективные площади второй очереди (В), в основном, тяготеют

к небольшим вулканическим аппаратам, развитым в пределах верхнеюрско-нижнемеловых образований. К их числу нами отнесены участки Дзорастан, Чакатен, Гедаклу.

К перспективным площадям третьей очереди (В) относятся участки Малдашский, Чимянский, Комбахский, Хуступский, приуроченные к палеогеновым вулканогенным образованиям, и Егвардский — к известнякам раннемелового возраста.

Вышеперечисленные участки второй и третьей очереди обозначены и оконтурены на карте перспективных площадей (рис. 69), а их геологическую характеристику в данной работе считаем нецелесообразной.

Резюмируя вышеизложенное, с уверенностью можно сказать, что Кафанский рудный район еще не исчерпал своих потенциальных возможностей. При проведении правильно организованных и целенаправленных поисково-разведочных работ могут быть обнаружены новые скопления промышленных руд.

ЛИТЕРАТУРА

1 Абдуллаев Р.Н., Гасанов Р.К., Мустафаев Г.В., Ахвердиев А.Т. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа и его связь с глубинным строением. – В кн.: Глубинное строение, магматизм и метаталлогения тихоокеанских вулканических поясов: (Краткие тезисы Всесоюзного симпозиума). Владивосток, 1976.

2 Абдуллаев Р.Н., Гаджиев Т.Г., Гасанов Р.К., Потапов Е.И. Юрские магматические формации Азербайджана и некоторые особенности их метаталлогении. – В кн.: Материалы докл. П Регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Кавказу. Тбилиси, 1978.

3 Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелишвили Т.Н., Цимакурдидзе Г.К., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. Доальпийское развитие кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм). – В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.

4 Авакян А.А., Зарьян Р.Н., Саркисян Р.А. О корреляционных связях основных рудообразующих элементов Шаумянского золото-полиметаллического месторождения. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 4.

5 Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. – Геотектоника, 1977, № 4.

6 Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). – Геотектоника, 1979, № 1.

7 Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа: (Опыт палинспастических реконструкций). – В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.

8 Азарян Н.Р. Установление батских отложений в Кафанском антиклинории. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 1.

9 Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962.

10 Акопян В.Т., Казарян А.Г., Шехян Г.Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 5.

11 Анамян Э.В. Тектонические поля напряжения в пределах Кафанского брахиантиклинория в мезозое. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, № 2.

12 Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. – М.: Недра, 1981.

13 Асанилзе Б.З., Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа. – Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, № 10.

14 Асанидзе Б.З., Печерский Д.М., Адамия Ш.А. Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа. – Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 9.

15 Асланян А.Т. О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. – Изв. АН СССР, Сер. геолог., 1949, № 5.

16 Асланян А.Т. Региональная геология Армении. – Ереван: Айпетрат, 1958.

17 Асланян А.Т., Вегуни А.Т., Милай Т.А., Никольский И.И., Сироткина Т.Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 6.

18 Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4–5.

19 Ачикгезян С.О. Гидротермальные изменения даек диабазового состава на Шаумянском месторождении. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 6.

20 Ачикгезян С.О. Об околожилльных изменениях рудовмещающих кварцевых андезитов-дацитов на Шаумянском золото-полиметаллическом месторождении. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 1.

21 Ачикгезян С.О. Опыт определения смещений вдоль разрывных нарушений среди однородных изверженных пород. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 2.

22 Ачикгезян С.О. О гидротермальных изменениях инъекционных вулканических брекчий Шаумянского золото-полиметаллического месторождения. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 6.

23 Ачикгезян С.О. Оруденение прожилково-вкрапленного типа на Шаумянском полиметаллическом месторождении. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 1.

24 Ачикгезян С.О. Рудно-метасоматические колонки Кафанского рудного района АрмССР. – В кн.: Тезисы докл. У Всесоюз. конф. "Метасоматизм и рудообразование". Л., 1982.

25 Ачикгезян С.О. Вариация $\frac{T_i}{LPR}$ как критерий разграничения петрохимических серий дифференцированных комплексов магматических пород. – В кн.: IX Семинар по геохимии магматических пород: (Тезисы докладов). М., 1983.

26 Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А. Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 2.

27 Багдасарян Г.П., Акопян В.Т., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. Некоторые новые данные по магматизму Кафанского антиклинория. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, № 4.

28 Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Большого Кавказа. – В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.

- 29 Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса: (Палинспастические реконструкции). - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
- 30 Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. - М.: Недра, 1967.
- 31 Ванюшин С.С., Лейе Ю.А., Малхасян Э.Г. Кафанское медное месторождение. Кавк. науч. техн. общ-во цвет. мет. - Ереван, 1957.
- 32 Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. - Океанология, 1979, № 6.
- 33 Вартапетян Б.С., Казарян А.Г., Шехян Г.Г. Возрастные соотношения оруденения и даек диабазовых порфиров на Кафанском месторождении. - Геология рудных месторождений, 1965, № 6.
- 34 Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структура рудных полей и месторождений. - М.: Недра, 1975.
- 35 Габриелян А.А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 4.
- 36 Гаджиев Т.Г., Аксельрод М.А., Потапова Е.И. Доорогенный магматизм и металлогения азербайджанской части Малого Кавказа. - В кн.: Тезисы докл. УШ Всесоюз. металлоген. совещания " Доорогенная металлогения геосинклиналей: (Общие вопросы и региональная металлогения). Свердловск, 1976.
- 37 Геворкян Р.Г. Модель формирования петролого-тектонических формаций пород офиолитовой и островодужно-базальтоидной ассоциации фанерозоя Армении (Малый Кавказ). Тезисы докл. IX Семинара по геохимии магматических пород. М., 1983.
- 38 Григорян Г.О. О взаимоотношениях медных и полиметаллических руд Кафана. - Труды Армянского геологического управления, 1957, № 1.
- 39 Гуюмджян О.П. Магматические плутонические формации Баргушата. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, № 1.
- 40 Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. - М.: Изд. АН СССР, 1950.
- 41 Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления: (Геодинамические аспекты). - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
- 42 Зарьян Р.Н. Теллуриды и теллуриды свинца в рудах Кафанского месторождения. - Изв. АН АрмССР, Геол. и геогр. науки, 1962, № 2.
- 43 Зарьян Р.Н. Формы нахождения селена и теллура в рудах Кафанского месторождения. - Геохимия, 1962, № 3.
- 44 Зарьян Р.Н. О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения. - Изв. АН АрмССР, Геол. и геогр. науки, 1963, № 4-5.
- 45 Зарьян Р.Н. Закономерности распределения некоторых редких элементов в рудах Кафанского месторождения. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, № 3-4.

46 Зарьян Р.Н. Распределение галлия, индия и кадмия в сфалеритах Кафанского месторождения. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, № 6.

47 Зарьян Р.Н., Саркисян Г.А., Саркисян Г.А., Карапетян А.И., Давтян К.В. О геохимических особенностях пород магматических комплексов Кафанского рудного поля. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, № 6.

48 Зограбян С.А. Новые данные о структурном и магматическом контроле оруденения на Кафанском медно-полиметаллическом месторождении. - ДАН АрмССР, т. L Ш, 1971, № 4.

49 Зограбян С.А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезитодацитов Кафанского месторождения. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, № 6.

50 Зограбян С.А. О субвулканической природе барабатурских кварцевых андезитодацитов Кафанского рудного поля. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. XXVШ, № 1.

51 Зограбян С.А. Конгломератовидные инъекционные дайки Кафанского рудного поля. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 3.

52 Зограбян С.А. К вопросу о природе рудных включений в инъекционных вулканических брекчиях Шаумянского месторождения. - Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 9 "Магматизм и рудообразование Армянской ССР". Изд-во АН АрмССР, 1978.

53 Зограбян С.А. Положение Шаумянского месторождения в юрском вулканогенном комплексе Южной Армении. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 3.

54 Зограбян С.А., Ачикгезян С.О., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А. Закономерности размещения и оценка перспектив оруденения Кафанского рудного района. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, № 1.

55 Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. - М.: Недра, 1976.

56 Иванов В.В., Волгин Ю.В. Некоторые черты геохимии таллия и типы месторождений, благоприятные для его концентрации. - Труды ИМГРЭ АН СССР, вып.3, 1959.

57 Казарян А.Г., Хачатурян Э.А. Некоторые геологические особенности рудопоявлений в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Кафанского рудного района. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 1.

58 Казарян Г.А. Интрузивы юга Армении. - В кн.: Геология Арм. ССР, т. Ш, Петрография, интрузивные породы. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966.

59 Карапетян А.И. Реньерит и германит в рудах медноколчеданного месторождения. - Зап. ВМО, сер. П, ч. 92, 1963.

60 Карапетян А.И. Типы контактового метаморфизма колчеданных руд вдоль пострудных даек Кафанского месторождения. - Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 4.

61 Карапетян А.И. Об обнаружении молибденовой минерализации в пределах Кафанского колчеданно-полиметаллического месторождения. - ДАН АрмССР, 1968, № 4.

62 Карапетян А.И. О полиэтапности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 1.

63 Карапетян А.И. Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982.

64 Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. – Труды ГИН АН СССР, вып. 7, 1975.

65 Котляр В.Н. Структура Зангезурского рудного поля. – Изв. АН СССР, Отд. матем. и естеств. наук, 1938.

66 Котляр В.Н., Додин А.Л. Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. – Цветные металлы, 1937, № 7.

67 Котляр В.Н. О соотношениях даек и оруденения в магматических комплексах: Геология и горное дело. – Сб. научн. тр. МИЦМиЗ, № 28. М., 1958.

68 Котляр В.Н., Лейе Ю.А. История формирования структуры Кафанского рудного поля (Малый Кавказ). – Изв. ВУЗ-ов, Геология и разведка, 1966, № 3.

69 Кочарян А.Е. О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1947.

70 Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. – Труды ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 247, 1975.

71 Лебедев А.П., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. – М.: Наука, 1965.

72 Лейе Ю.А. О верхнебайосском вулканическом аппарате и связанном с ним проявлении молибденита из Кафанского рудного поля. – ДАН АН АрмССР, 1963, т. 36, № 3.

73 Логинов В.П. Метаморфизм колчеданных руд месторождения Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита. – Геология рудных месторождений, 1960, № 3.

74 Логинов В.П., Русинов В.Л., Колесова А.Н., Симби-рятина З.П. Контактный метаморфизм вдоль пострудных даек месторождения Левих Южное. – В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т.П, М.: Изд. АН СССР, 1963.

75 Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. – М.: Недра, 1980.

76 Люстих Е.Н. Гравиметрическая схема Кавказа в сопоставлении с данными геотектоники. – В кн.: Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. – М.: АН СССР, 1960.

77 Магакьян И.Г. Основы металлогении материков. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959.

78 Магакьян И.Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, № 4.

79 Магакьян И.Г., Пиджян Г.О., Фарамазян А.С. и др. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972.

- 80 Малхасян Э.Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. – Ереван: АН АрмССР, 1975.
- 81 Малхасян Э.Г., Лейе Ю.А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в южной Армении. – Кавказское НТО цветмет. НТС Армцветметразведки. Ереван, 1956.
- 82 Мелконян Р.Л., Хоренян Р.А. Тоналитовая формация. – В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981.
- 83 Мирзоян Г.Г., Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Саркисян Р.А. Об обнаружении продуктов палеогенового вулканизма в Кафанском рудном районе. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, № 4.
- 84 Мирошникова О.В., Сепоян Р.П., Халатян А.А., Шопин Ю.Г. Основные элементы тектоники Кафанского рудного района по геофизическим данным. – Изв. АН АрмССР, 1976, № 2.
- 85 Мнацаканян А.Х. Верхнеюрский меловой вулканизм Кафанского антиклинория. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 3.
- 86 Мошашвили А.Б. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса. – В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.
- 87 Мурадян К.М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР. – В кн.: Проблемы палеовулк. реконстр. и картиров. в связи с вулканоген. рудообразованием. Ч.1. Тезисы докл. У Всес. палеовулк. симпозиума. Черкассы, 1981.
- 88 Мхитарян Р.Г., Хуршудян Э.Х. Политипия минералов как типоморфное свойство. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981.
- 89 Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. – М.: Изд. АН СССР, 1963.
- 90 Павленкова Н.И. Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным. – В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа, М.: Наука, 1982.
- 91 Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. – Л.: Недра, 1978.
- 92 Паланджян С.А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 5.
- 93 Паланджян С.А., Сатян М.А., Степанян Ж.О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 1.
- 94 Плюшев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1981.
- 95 Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. – М.: Мир, 1975.
- 96 Русаков М.П., Грушевой В.Г. Зангезур, его горнопромышленное лицо и перспективы. – Разведка недр, 1934, № 19, 20.
- 97 Рустамов М.И., Мустафаев Г.В. Геодинамическое сходство развития Малого Кавказа с Тихоокеанским поясом в мезокайнозое. – В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских поясов: (Краткие тезисы Всес. симпозиума). Владивосток, 1976.

98 Саркисян Г.А., Налбандян Э.М. К вопросу о соотношении процессов пропилитизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 4.

99 Саркисян Р.А. О наличии разновозрастных образований субвулканических дацитовых кварцевых порфиров в Кафанском рудном поле. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, т. XXIII, № 2.

100 Саркисян Р.А. Возрастные взаимоотношения оруденения и некоторых даек на Кафанском месторождении. – В кн.: Материалы 1 Конференции молодых ученых ЕРГУ, 1971.

101 Саркисян Р.А. К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, № 3.

102 Саркисян Р.А. Закономерности формирования рудовмещающих структур Кафанского рудного поля. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 3.

103 Саркисян Р.А., Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г. Новые данные о структуре Кафанского рудного района. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 5.

104 Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979.

105 Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. – Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984.

106 Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. – М.: Изд. АН СССР, 1959.

107 Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). – М.: Недра, 1972.

108 Тернер Ф., Фергухен Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. – М.: Изд. ИЛ, 1961.

109 Халатян А.А., Сепоян Р.П., Громова Н.Н., Мирошникова О.В., Шопин Ю.Г. Центральные-кольцевые структуры Кафанского рудного поля по данным магнитной съемки. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 4.

110 Хачатурян Э.А. О минералогическом составе руд Кафанского медного месторождения. – Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., 1958, XI, № 6.

111 Хачатурян Э.А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации АрмССР. – Ереван, 1977.

112 Хачатурян Э.А., Зарьян Р.Н., Давтян К.В. О геохимических особенностях оруденения Цавского рудного района. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 2.

113 Цулукидзе Г.Г., Халатов Г.Б., Архипов В.И. Геологическое строение северной части Нахичеванского уезда Елизаветпольской губернии. – В кн.: Материалы для геологии Кавказа, сер. 1, кн. 2, 1869.

114 Чолахян Л.С., Сатиан М.А., Саркисян Р.А. К литологии вулканокластов верхнего байоса правобережья р. Каварт. – Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, № 1.

115 Шевченко В.И., Резанов И.А. Тектоника и геофизические поля Крыма-Кавказа-Копетдага. – В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982.

116 Эрн А.Г. Отчет об исследовании Катэр-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елисаветпольской губернии.- Тифлис, 1910.

117 Adamia Sh.A. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion Bull. Geol. Soc. Amer., v. 86, 1975, № 5.

118 Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, №. 10.

119 Green T.H. Island arc volcanism and crust forming magmatism. Tectonophysics, v. 63, 1980, p. p. 367-385.

120 Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, 1972, №.1.

121 Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcanologique, serie II-tom XX, 1959.

122 Murata K. New method of chemical analyses of basaltic rocks. Amer. J. Sci. Bradley vol., v. 258-A, 1960.

123 Peacock M.A. Classification of igneous rock series. J. Geol., v.39, 1931, №.1.

124 Sawkins F.J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. J. Geol., v.80, 1972, №.4.

125 Stevenson J.S. Mineralization and metamorphism at the Eustis mine, Quebec. Econ. Geol., v.32, 1937, №.3.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ	5
1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	7
1.1. Состояние изученности геологического строения Кафанского рудного района	9
1.2. Характеристика магматических комплексов	9
1.2.1. Среднеюрский магматический комплекс	11
1.2.1.1. Эффузивная фация	12
1.2.1.2. Эффузивно-субвулканическая и жерловая фации	16
1.2.2. Верхнеюрско-нижнемеловой магматический комплекс	23
1.2.2.1. Эффузивная фация	24
1.2.2.2. Вулканогенно-осадочная и осадочная фации	28
1.2.2.3. Экструзивно-субвулканическая и жерловая фации, дайки породы	30
1.2.2.4. Интрузивные породы	34
1.2.3. Палеогеновый магматический комплекс	35
2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	51
2.1. Петрографическая характеристика пород магматических комплексов	51
2.2. Петрохимические особенности магматических комплексов	66
2.2.1. Среднеюрский магматический комплекс	70
2.2.2. Верхнеюрско-нижнемеловой магматический комплекс	72
2.2.3. Верхнемеловой-палеогеновый магматический комплекс	72
2.3. Геодинамическая серийность магматических комплексов	74
3. СТРУКТУРА РУДНОГО РАЙОНА	83
3.1. Положение района в тектонической структуре Малого Кавказа	83
3.2. Вулканические структуры	90
3.3. Разрывные структуры	94
3.4. О глубинном строении рудного района	101
4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	103
4.1. Кафанское месторождение	103
4.1.1. Геологическое строение	103

4.1.2. Стадии минерализации	120
4.1.3. Геохимические особенности руд	134
4.1.4 О метаморфизме руд вдоль интра- и пострудных даек	141
4.2. Шаумянское месторождение	151
4.2.1. Геологическое строение	151
4.2.2. Стадии минерализации	164
4.2.3. Геохимические особенности руд	165
4.3. Шикахохское месторождение	169
4.3.1. Геологическое строение	169
4.3.2. Стадии минерализации	174
4.3.3. Геохимические особенности руд	175
5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОРУДЕНЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	179
5.1. Закономерности размещения, поисковые признаки и геологические предпосылки прогнозирования оруденения	179
5.2. Прогнозная оценка перспективных площадей	183
Литература	191

КАФАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

(Геологическое строение и рудоносность)

Редактор издательства В. В. Амирханян
Худ. редактор Г. Н. Горцакалян
Тех. редактор Р. Х. Геворкян
Корректор М. М. Даниелян

Набрано на наборно-пишущей машине
оператором Ф. Н. Малаханян

ИБ № 1275

Сдано в производство 15.05.1987 г.,
подписано к печати 7.05.1987 г.
ВФ 02841. Формат 70 x 108 1/16,
бумага № 1, офсетная печать,
печ. л. 12,5 + 1 вкл., усл. печ. л. 17,7,
учетно-изд. л. 21,63.
Тираж 400. Зак. № **862** Изд. № 6701. Цена 2р. 85 к.

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