

---

**КОЛЧЕДАННЫЕ**

---

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

---

**БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

---

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1973



**Колчеданные месторождения Большого Кавказа.** М., «Недра», 1973, 256 с. (Министерство геологии РСФСР. Северо-Кавказское территориальное геологическое управление).

Рассматриваются геологические условия образования и размещения колчеданного оруденения, описываются конкретные месторождения и делаются выводы относительно факторов их контроля и генезиса. В основу работы положены материалы картирования, детальной разведки и целенаправленных исследований медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Для каждой из возрастных групп месторождений рассматривается комплекс геологических предпосылок и конкретных признаков, которые могут быть использованы при поисках медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Книга предназначена для геологов, работающих в области изучения колчеданных месторождений и металлогении.

Таблиц 21, иллюстраций 75, список литературы — 130 названий.

Ответственный редактор *В. И. Смирнов*

Редакторы: *С. В. Савин, Н. С. Скрипченко, В. Б. Черницын*

## ВВЕДЕНИЕ

Открытию на Северном Кавказе колчеданоносной провинции, перспективной на промышленное медное и полиметаллическое оруденение, предшествовал длительный период изучения его металлогении и целенаправленных поисков. Выделяются три последовательных этапа исследований этого региона.

Первый этап, закончившийся к тридцатым годам, характеризуется в основном накоплением фактического материала и началом изучения меденосности Передового хребта, которое проводилось В. Н. Робинсоном и Н. И. Безбородько в 1912—1913 гг.

Второй этап, охватывающий промежуток времени от тридцатых до пятидесятых годов, знаменуется появлением первых сводных работ по металлогении региона и первыми открытиями промышленных медноколчеданных руд, приуроченных к девонской вулканогенной формации Передового хребта. Это прежде всего работы Л. А. Варданянца (1931, 1933 гг.), выделившего на Большом Кавказе каледонскую, варисскую, андийскую и альпийскую металлогенические эпохи. Наиболее продуктивной он считал последнюю и связывал с ней оруденение Осетии, Дигории и Дагестана. Позже А. Г. Кобилев (1936 г.) высказывал мнение о существовании докембрийско-палеозойской металлогенической эпохи. Иные представления о металлогении Кавказа были у Г. М. Ефремова (1935, 1937 гг.), который выделил докембрийскую, варисскую и третичную металлогенические эпохи. Основными он считал первую и третью.

В отличие от Л. А. Варданянца более существенную роль металлогенности древних гранитов, чем неинтрузиям, отводили Е. В. и И. Г. Кузнецовы. Г. М. Ефремов (1937 г.) и Л. Н. Пламеневский (1937 г.) в качестве рудоносного выделяли и дайковый комплекс киммерийских диабазов. Юрская эпоха рудогенеза была признана и другими исследователями Кавказа (Д. И. Белянкин, 1934 г.; И. Г. Кузнецов, 1940 г.; Л. А. Варданянц, 1933 г.; А. Д. Ершов, 1940 г. и др.).

В это же время большинство геологов, изучавших Кавказ, пришли к выводу о большом металлогеническом значении предкелловейской фазы складчатости, с которой И. Д. Стороженко (1937, 1941 гг.), А. Д. Ершов (1940 г.) и Л. Н. Пламеневский (1937 г.) связывали образование многих полиметаллических и медных месторождений. Следует отметить также работы А. П. Герасимова, К. Н. Паффенгольца, И. Л. Баранова, А. А. Лузина, В. Ф. Бочкарева и др., связанные с изучением в 1929—1937 годах меденосности территории Северного Кавказа. Наиболее крупной сводкой, выполненной в этот этап, является рукопись Л. А. Варданянца (1934 г.) «Металлогения и металлогенность Северного Кавказа», в которой, однако, автор по-прежнему основную роль отводит альпийскому рудогенезу, а главным фактором в рудораспределении считает структуры, в частности региональные разломы молодого возраста.

Исходя из положительной оценки перспектив зоны Передового хребта, здесь были начаты поисковые работы, приведшие к открытию в 1946 г. выходов колчеданных руд на р. Власинчихе (А. П. Воронин), а в 1947 г. Урупского медноколчеданного месторождения (Я. И. Корниенко). В последующем на Урупском рудном поле были начаты детальные поисково-съёмочные (В. А. Мельников, Н. Д. Доля) и геологоразведочные (Н. А. Спивак, О. А. Каросанидзе, В. И. Судзиловский, Н. А. Доброродный, Р. П. Тузиков и др.) работы, которые установили промышленное значение Урупской группы месторождений. Генезис медноколчеданных месторождений в те годы рассматривался как гидротермальный, а их возраст трактовался в зависимости от отнесения к той или иной металлогенической эпохе.

С пятидесятых годов начинается третий этап изучения металлогении Кавказа, когда общие принципы анализа, разработанные Ю. А. Библиным и другими сотрудниками ВСЕГЕИ, стали применяться при исследовании Кавказа, впервые В. Г. Грушевым (1953 г.). Последний формирование различного оруденения связывает с классифицированными по геотектоническим признакам интрузиями. В дальнейшем более детально вопросы перспектив территории Кавказа на колчеданное оруденение, его размещения, условий формирования и генезиса были разработаны в сводных работах В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1960а, б), Г. А. Твалчрелидзе (1961 г.) и Н. С. Скрипченко (1964, 1966 гг.), В. Б. Черницына (1971 г.). В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой впервые было высказано мнение о тесной связи колчеданного оруденения с процессами вулканизма и об эксгальационно-осадочном происхождении месторождений такого типа.

В начале пятидесятых годов были организованы систематические поисковые работы на медь в Передовом хребте и в 1950 г. Н. Д. Доля и К. Л. Дубининым был рекомендован для постановки поисково-разведочных работ район Худесского месторождения. Эти работы были начаты в 1954 г. после выявления А. С. Еремеевым и А. Д. Клайсом массивных медноколчеданных руд. В результате геологоразведочных работ, проведенных Е. А. Крюковым, В. М. Гвоздяковым и др., были открыты рудные залежи месторождения.

Одновременно выполнялись поисковые и разведочные работы на других месторождениях и рудопроявлениях Передового хребта, в частности, Б. П. Никитиным, А. В. Нетреба, Н. Г. Бутовым — на Бескесском месторождении, Б. А. Петросьянцем, Ю. А. Алексеенко, Н. А. Савченко — на Даутском.

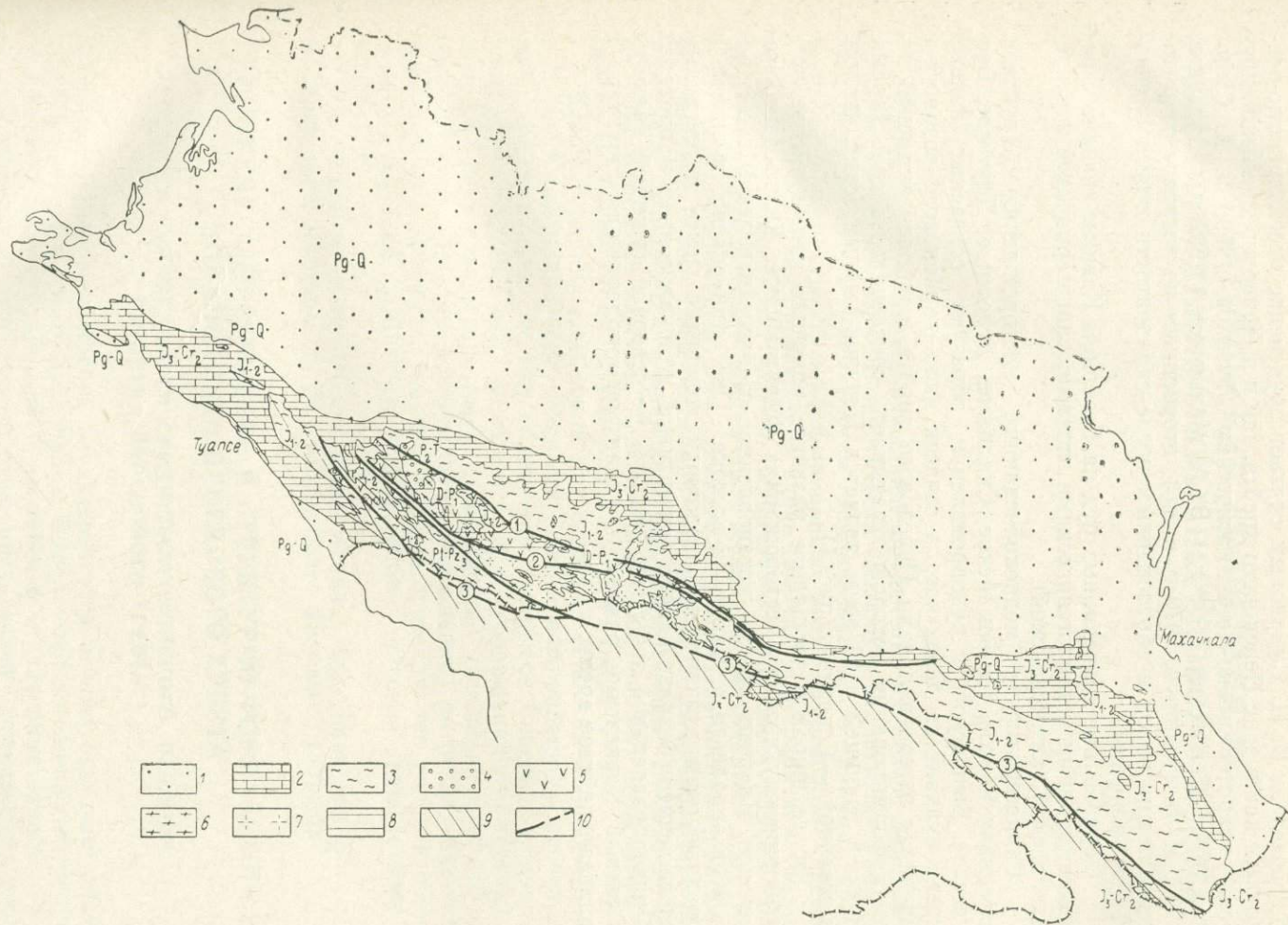
После обнаружения Филизчайского месторождения в Азербайджанской ССР начались планомерные съёмочные и поисковые работы в пределах ниже-среднеюрской сланцевой полосы, приведшие к открытию перспективной на колчеданные руды новой металлогенической зоны — Приводораздельной. Здесь в 1964 г. В. П. Павловым была откартирована рудоносная зона месторождения Кизил-Дере, а в 1965 г. Н. Т. Романовым вскрыты промышленные руды. В последующие годы промышленная ценность месторождения была доказана работами разведочной партии, геологическую службу которой возглавляли В. А. Цой и И. Б. Полищук.

В последнее время в пределах Приводораздельной зоны обнаружены многочисленные перспективные колчеданные рудопроявления. В их числе открытые Г. И. Ивановым (1966 г.) Оттальское и Кальяльское, К. С. Диваковым, М. Б. Дзетовецким и др. (1968) — Курдульское, И. Ф. Рудяновым (1968 г.) — Мачхалорские и др.

Происхождение колчеданных месторождений — одна из наиболее спорных проблем рудной геологии, но в настоящее время вопрос о связи колчеданного оруденения с вулканизмом у большинства геологов Северного Кавказа не вызывает сомнения. Однако одна группа геоло-

Рис. 1. Схема размещения меденосных структурно-формационных зон на Северном Кавказе. Составили С. В. Савин, В. Б. Черницын и др.

1 — пески, суглинки, глины; 2 — известняки, мергели, глины, песчанки; 3 — сланцы и алевролиты с горизонтами вулканогенов и субвулканическими телами; 4 — известняки и конгломераты; 5 — вулканогены, сланцы, песчанки, конгломераты; 6 — кристаллические сланцы; 7 — гранитоиды; 8 — зона Передового хребта; 9 — Приводораздельная зона (по последним данным граница зоны на отдельных участках смещена к северу); 10 — разломы глубинного заложения: 1 — Северный, 2 — Пшекниш-Тырныаузский, 3 — Главный (Южный) Кавказский



гов вслед за В. И. Смирновым считает оруденение эксгальционнно-осадочным как в зоне Передового хребта, так и в Приводораздельной, другая — гидротермально-метасоматическим (Тузиков, 1959; Ф. А. Смирнов, Г. С. Сенатская, 1959 г.; В. А. Мельников, 1962 г.; Барышев, 1963; И. Б. Полищук, 1970 г. и др.), оторванным по возрасту от рудовмещающих пород и образованным после складчатости и регионального метаморфизма.

Образование колчеданных руд на Северном Кавказе связано в основном с двумя металлогеническими эпохами: раннегерцинской и раннеальпийской (киммерийской).

Раннегерцинские медноколчеданные месторождения (Урупское, Власинчихинское, Первомайское, Скалистое, Худесское, Даутское, Бескесское, Быковское) и рудопроявления образуют согласные залежи среди вулканитов девонского и отчасти нижнекарбонового возраста в пределах эвгеосинклинали Передового хребта, наиболее активный период формирования которой охватывает среднепалеозойское время. Южной границей этой зоны является Пшекиш-Тырныаузский разлом, а северной — Северный (рис. 1).

Более широкое площадное развитие получило киммерийское колчеданное оруденение (месторождения Филлизчайское, Кизил-Дере, Котехское, Лаурское и др.), установленное от бассейнов рек Шахе и Белой на западе до р. Самур на востоке. Оно приурочено к нижне- и среднеюрским вулканогенно-осадочным толщам с менее интенсивным проявлением базальтоидного магматизма и локализовано в пределах Приводораздельной зоны (см. рис. 1). Ее северной границей является Главный Кавказский разлом, крупная магмоподводящая структура в раннеальпийское время.

## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

---

Промышленное медноколчеданное оруденение на Северо-Западном Кавказе пространственно и генетически связано с раннегеосинклинальным базальтоидным магматизмом, локализованным в границах средне-палеозойской структурно-формационной зоны Передового хребта (рис. 2). Последняя расположена вдоль границы эпигерцинской (Скифской) платформы и альпийского складчатого сооружения Кавказа. Зона Передового хребта в общем виде может рассматриваться как тектонически ограниченный блок среднепалеозойских эвгеосинклинальных образований складчатого основания платформы, в различной мере вовлеченный в поднятия альпийским горообразованием. Блок линейно вытянут в общекавказском (северо-запад — юго-восток) направлении. Длина его более 250 км, максимальная ширина около 40 км.

Южная граница зоны совпадает с южным (Пшекиш-Тырнаузским) длительно развивавшимся разломом запад-северо-западного простирания, объединяющим систему сближенных разрывов. Северной границей зоны является Северный глубинный разлом северо-западного простирания, на значительном протяжении перекрытый отложениями платформенного чехла. Разлом контролирует размещение интрузий базитов. Обе, южная и северная, границы хорошо трассируются полосой повышенных значений магнитного и пониженных значений гравиметрового полей.

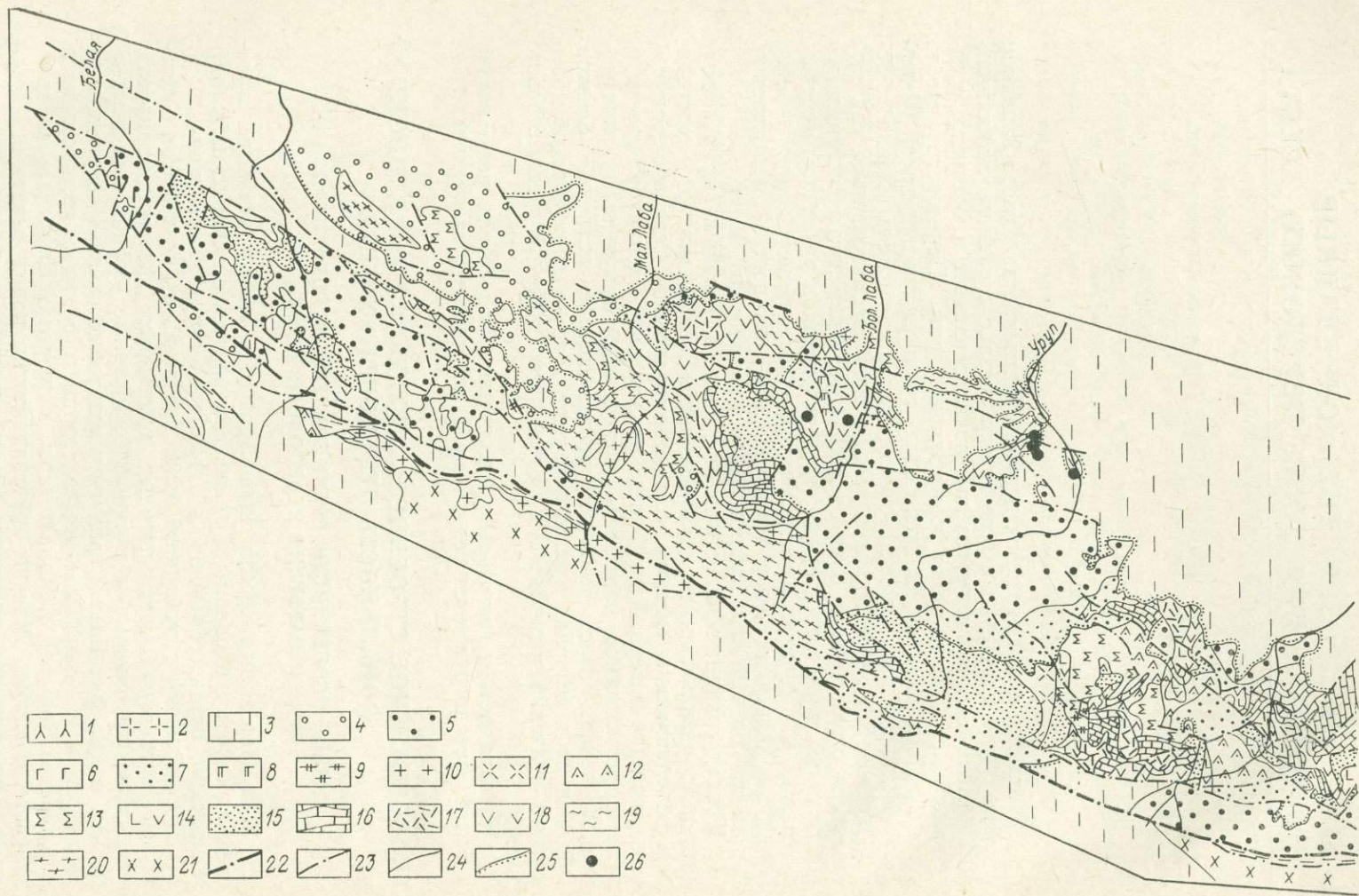
На западном и восточном продолжении в бассейнах рек Баксана и Белой зона погружается под толщу более молодых отложений.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

#### ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЕРИОДА РАЗВИТИЯ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Зона Передового хребта характеризуется четким этажным строением в разрезе и блоковым в плане. Выделяются догерцинский, раннегерцинский, позднегерцинский и альпийский структурные этажи.

Догерцинский структурный этаж представлен комплексом метаморфических пород, среди которых доминируют фельдшпатизированные, силифицированные и мусковитизированные амфиболиты, плагиогнейсы, кварц-сланцевые и гранат-мусковитовые сланцы. Эти породы обнажены в юго-западном крыле герцинского грабен-синклинория в междуречье Большой и Малой Лабы, в пределах Блыбского антиклинального поднятия. Массив кристаллических пород испещрен густой сетью тектонических разрывов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания, контролирующих размещение серпентинитов, тоналитов, плагиогранитов Уруштенского интрузивного ком-



- |    |    |    |    |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  | 5  |    |    |
| 6  | 7  | 8  | 9  | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |

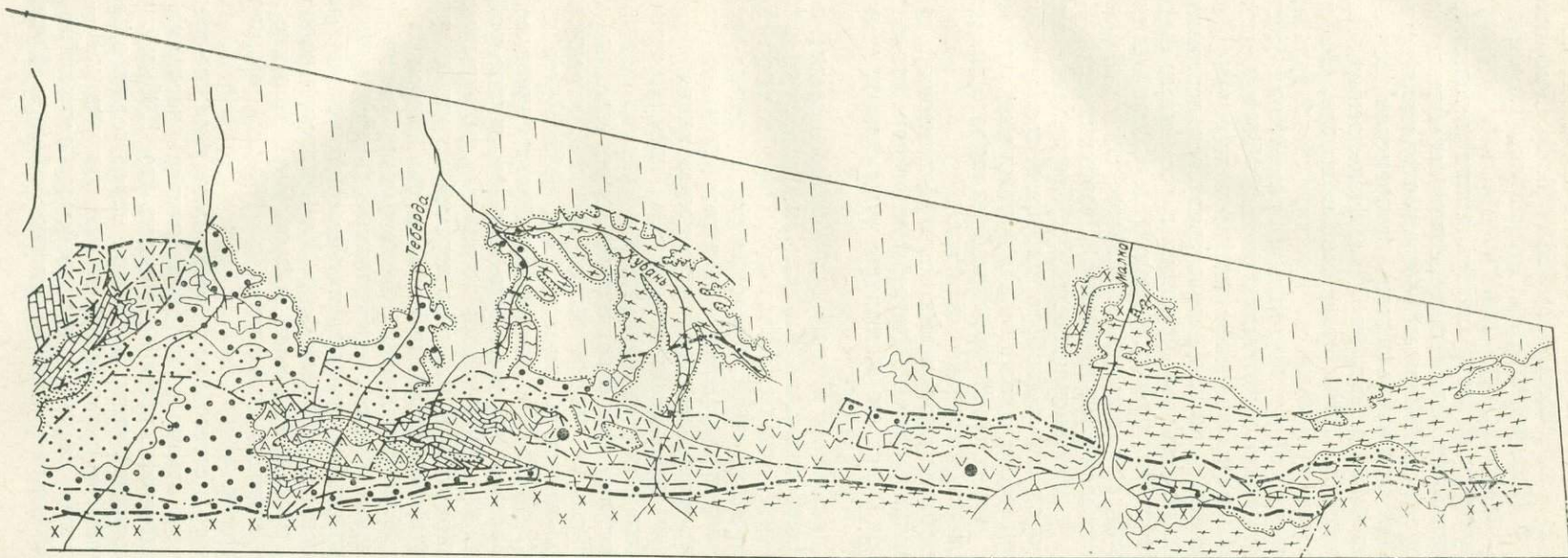


Рис. 2. Схема геологического строения зоны Передового хребта. Составил Н. А. Савченко.

*Альпийский структурный этаж:* 1 — липарито-дацитовая наземная вулканогенная формация (N<sub>2</sub>-Q), андезито-дациты; 2 — гранитная формация (N); 3 — гумидная терригенная формация (J), глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, углистые сланцы, угли. *Позднегерцинский структурный этаж:* 4 — карбонатно-терригенная формация (T-P<sub>2</sub>), известняки, глинистые сланцы, конгломераты и песчаники; 5 — молассовая пестроцветная формация (P<sub>1</sub>-T<sub>1</sub>), конгломераты, песчаники, глинистые сланцы; 6 — андезито-дацитовая наземная вулканогенная формация (P<sub>1</sub>), лавы, туфы, субвулканические породы среднего и кислого составов; 7 — сероцветная угленосная молассовая формация (C<sub>2-3</sub>) и липарито-дацитовая ей подчиненная, песчаники, конгломераты, алевролиты, угли, липариты, дациты; 8 — липарито-дацитовая формация (C<sub>2</sub>), липариты, дациты, туфы. *Раннегерцинский структурный этаж:* 9 — габбро-мсицонит-сиенитовая формация (C<sub>1</sub>), сиенито-диориты; 10 — плагногранитная формация (C<sub>1</sub>), плагнограниты, плагногранит-порфиры; 11 — габбро-диорит-гранодиоритовая формация (C<sub>1</sub>), гранодиориты, кварцевые диориты; 12 — габбровая формация (C<sub>1</sub>), габбро, габбро-диориты, диориты; 13 — гипербазитовая формация (C<sub>1</sub>); 14 — диабазовая интрузивно-эффузивная формация (C<sub>1</sub>), диабазы, диабазовые, диоритовые, кварцевые порфириты; 15 — верхняя терригенная формация (C<sub>1</sub>), кварц-хлорит-серцитовые сланцы, филлиты, конгломераты, парасланцы, микрогнейсы; 16 — карбонатно-терригенная формация (C<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>), известняки, филлиты, песчаники; 17 — флишондно-терригенная формация (D<sub>2-3</sub>), конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы; 18 — спилито-кератофировая формация (D<sub>2-3</sub>), диабазы, спилиты, андезито-дацитовые перфириты, кварцевые альбитофиры, туфы; 19 — нижняя терригенная формация (D<sub>1-2</sub>), филлиты, алевролиты, аргиллиты, песчаники. *Догерцинский структурный этаж:* 20 — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 21 — гранитная батолитовая формация (P<sub>2</sub>); 22 — глубинные разломы, ограничивающие зону Передового хребта; 23 — прочие тектонические нарушения; 24 — границы формаций; 25 — границы структурных этажей; 26 — медноколчеданные месторождения

плекса. Возраст метаморфических пород проблематичен. Согласно мнению Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот (1965), В. Н. Робинсона, Е. А. Снежко (1968), В. Ф. Сидоренко и др., эти породы скорее всего протерозойские.

Раннегерцинский структурный этаж слагает толща литологически разнообразных геосинклинальных отложений, период накопления которых охватывает отрезок времени от нижнего — среднего девона до нижнего карбона включительно. Основание толщи в пределах зоны не вскрыто, видимая ее мощность превышает 7 км. Накопление осадочных пород этажа (алевролитов, аргиллитов, конгломератов, известняков, филлитов) неоднократно прерывалось излияниями базальтовых магм. Максимумам вулканической активности в разрезе толщи соответствуют два комплекса: девонский и нижнекарбонный. Первый залегает в нижней части разреза, второй является кровлей толщи.

Девонский вулканогенный комплекс характеризуется пестрым составом слагающих его вулканитов, варьирующих в различных фациях от плагиолипаритов до пикритов (пироксенитовых порфиров) включительно. Нижнекарбонный комплекс преимущественно диабазовый, причем в значительной части субвулканический. Петрохимически — это типичные натровые серии эвгеосинклинальных зон. Становление основной массы интрузивных пород этажа (габбро, диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов), петрохимически аналогичных вулканитам, примерно совпадает с максимумом проявления герцинской складчатости, имевшей место на границе нижнего и среднего карбона.

Все известные колчеданные проявления зоны локализованы в отмеченных стратифицированных вулканогенных комплексах, что позволяет рассматривать их как типичные интервалы рудоносности в понимании этого термина В. И. Смирновым.

Среднепалеозойские отложения в границах рассматриваемой зоны слагают вытянутый в северо-западном направлении грабен-синклиорий. Внутреннее его строение складчато-блоковое. Преобладают системы разломов запад-северо-западного, северо-западного и северо-восточного простираний. Ориентировка основной системы линейных эшелонированных складок запад-северо-западная и северо-западная.

Позднегерцинский структурный этаж сложен преимущественно континентальными отложениями (песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами с подчиненными горизонтами вулканитов липарито-дацитового и андезитового состава) среднего — верхнего карбона и пермо-триаса (Робинсон, 1932, 1935; Белов и др., 1963 и др.), залегающими с угловым несогласием на среднепалеозойских и более древних образованиях зоны. На крайнем западе района континентальные отложения нижней перми несогласно перекрываются морскими терригенно-карбонатными толщами верхней перми и триаса (Миклухо-Маклай, 1956). Складчатые структуры этажа относятся преимущественно к типу глыбово-складчатых. В их формировании ведущую роль играли длительные конседиментационные движения по системе продольных и поперечных региональных разломов, нередко древнего заложения. Форма складок брахиморфная. Углы падения пород на крыльях обычно 25—40°, простирание осей субширотное. Морские пермо-триасовые отложения смяты в более пологие (10—25°) и широкие складки той же ориентировки.

Отложения палеозоя трансгрессивно перекрываются ниже-среднеюрской толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углей, известняков и вулканогенных пород (мощность до 1000 м), слагающей альпийский структурный этаж. Залегание пород толщи в целом моноклинальное с падением на север-северо-восток под углом 10—15°. Местами вдоль субширотных разломов палеозойского заложения моноклиналь дополнительно смята в складки сложной формы с углами

падения на крыльях до 80°, а также крупными линейными сводовыми поднятиями субмеридиональной ориентировки. На крайнем востоке зоны, в пределах Эльбрусской вулканической области, в строении этажа принимают участие неогеновые озерно-ледниковые отложения и покровы андезитов-дацитов.

Мощный комплекс среднепалеозойских образований фаунистически охарактеризован слабо. В связи с этим его стратиграфия во многом остается спорной, а разработанная в 30—40-х годах В. Н. Робинсоном стратиграфическая схема продолжает непрерывно уточняться и детализироваться (Мельников, 1959; Кропачев, 1962; Кизевальтер, 1963).

В настоящее время в толще среднепалеозойских отложений обычно выделяются следующие свиты (снизу вверх): бахмуткинская ( $D_{1-2}bh$ ), существенно терригенная (алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты), кизилкольская ( $D_2k$ ) вулканогенная, существенно лавовая, картджуртская ( $D_{2-3}kt$ ) вулканогенно-осадочная, пастуховская ( $D_{3ps}$ ) сланцево-известняковая и кольтюбинская ( $C_{1k}$ ) терригенная с горизонтами известняков и вулканогенных пород. Для свит характерны значительная фациальная изменчивость разреза и отсутствие маркирующих горизонтов, что затрудняет их диагностику и картирование.

Возраст отложений бахмуткинской свиты определяется как девонский по единичным находкам главным образом кораллов в горизонтах внутриформационных конгломератов в двух пунктах в районе Урупского месторождения (Афанасьев и др., 1963; Снежко, 1968) и на востоке области в районе Худесского месторождения.

Отложения кизилкольской свиты фаунистически не охарактеризованы. В известняках и яшмах, залегающих в кровле свиты по руч. Водопадному (приток р. Чучкур), В. И. Круть собрана немногочисленная фауна, по определению А. И. и Г. П. Ляшенко напоминающая некоторые франские формы, а также виды из среднего девона Волго-Уральской области.

В составе картджуртской свиты фаунистически охарактеризована лишь толща глыбовых конгломератов, венчающая ее разрез в междуречье Даут — Чемарткол. В «глыбах» известняков, в значительной части, по мнению В. И. Круть, являющихся биогермами, обильна фауна франского возраста, а в перекрывающих ее песчаниках и известняках пастуховской свиты по р. Кубань обильна микрофауна познедевонского возраста (Снежко, Греков, 1964).

Возраст пастуховской свиты по многочисленным сборам фауны на территории междуречья Кубань — Зеленчук уверенно устанавливается как фаменский, а на отдельных участках верхи ее разреза отвечают этренским слоям. Возраст кольтюбинской свиты определяется по наличию в нижней ее части микрофауны турнейского яруса.

Основные закономерности геологического развития и металлогении меленосных среднепалеозойских толщ наиболее полно раскрываются при анализе их методом формационного анализа. Формационный ряд представлен следующими осадочными и магматическими формациями: 1) нижней терригенной, 2) спилито-кератофировой, 3) флишоидной терригенной, 4) карбонатно-терригенной, 5) андезито-базальтовой, 6) верхней терригенной, 7) диабазовой, 8) гипербазитовой, 9) габбро-плагиогранитной и 10) габбро-монзонит-сиенитовой. Ниже приводится краткая характеристика геологических формаций раннегерцинского собственно геосинклинального этапа развития зоны.

Нижняя терригенная формация ( $D_{1-2}$ ) по объему отвечает бахмуткинской свите. Выходы ее картируются вдоль северной границы зоны на участках Урупо-Лабинского и Теберда-Малкинского междуречья. На востоке формация сложена преимущественно филлитизированными аргиллитами, на западе — филлитами и филлитовидными

сланцами. Алевролиты, песчаники и конгломераты составляют 10—30% объема формации и либо относительно равномерно распределены в ее разрезе, либо (западная зона) тяготеют к ее низам, либо местами образуют ритмичный переслой. В самой верхней части формации отмечаются туфогенные породы и туфы, а на отдельных участках пластовые залежи диабазов. Видимая мощность формации более 2,5 км.

Спилито-кератофировая формация ( $D_{2-3}$ ) представлена мощной (более 2 км) толщей вулканогенных пород ряда базальт—плагиолипарит, охватывающей кизилкольскую и часть картджуртской свит. На значительной (70%) части территории формация перекрыта более молодыми отложениями. Наиболее значительные по площади ее выходы приурочены к западному и восточному секторам зоны. Внутреннее строение формации представляется неоднородным и крайне сложным. В крупном плане в ее разрезе отчетливо выделяются две толщи, отвечающие во времени двум этапам вулканизма. Нижняя сложена преимущественно лавами. Верхняя по составу существенно пирокласто-лавовая. Разрез обеих толщ обычно венчается горизонтами вулканогенно-осадочных пород. В целом для формации характерно возрастание роли кислых вулканитов по направлению к кровле. Неоднородность строения формации наиболее четко проявляется при рассмотрении степени петрохимической дифференцированности разреза вулканитов, что позволяет выделить в составе формации следующие субформации: 1) слабодифференцированную, сложенную преимущественно породами основного состава; 2) дифференцированную, базальт-дацит-плагиолипаритовую; 3) контрастно-дифференцированную, плагиолипарит-базальтовую.

Отложения формации прорваны комплексом субвулканических даек и небольших тел перидотитов, пироксенитов, габбро, габбро-диоритов, габбро-диабазов, гранодиорит- и плагиогранит-порфиритов, сходных по составу с эффузивами. Обломки субвулканических пород отмечаются в пирокластах, а также в конгломератах вышележащей и флишоидно-терригенной формации.

Флишоидная терригенная формация ( $D_3-C_1$ ) стратиграфически отвечает верхней толще картджуртской свиты. В ее составе выделяется две субформации: собственно флишоидно-терригенная и терригенная. Первая, широко развитая в северо-восточной части зоны, представлена толщей (мощностью до 2000 м) ритмично чередующихся алевролитов, песчаников и конгломератов, вторая (мощность 40—800 м) сложена песчаниками, конгломератами, нередко с примесью туфогенного материала, филлитовидными и кремнистыми сланцами.

Карбонатно-терригенная формация ( $D_3-C_1$ ) завершает первую стадию развития девонского геосинклиналиного прогиба. Стратиграфически формация соответствует пастуховской и низам разреза кольтюбинской свит. Сложена она песчаниками, алевролитами, гравелитами, известняками (местами преобладающими в разрезе), песчано-известняково-глинистыми сланцами. Для формации характерны пестрота фаций и колебания мощностей от 350 м в Лабинском районе до 1600 м в Теберда-Даутском междуречье.

Андезитово-базальтовая формация ( $D_3-C_1$ ) представлена покровом андезитовых и базальтовых порфиритов мощностью до 150 м, залегающим в верхней части разреза карбонатно-терригенной формации в центральной части массива среднепалеозойских пород междуречья Маруха — Зеленчук.

Верхняя терригенная формация ( $C_1$ ) на востоке зоны представлена кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями филлитов и кварц-полевошпатовых песчаников. Западнее водораздела рек Кяфар-Агур — Кяфар состав ее несколько отличен, здесь это толща слюдяных и филлитовидных сланцев, микрогнейсов, гнейсов и амфиболитов. Работами И. И. Грекова и С. М. Кропачева первичный

генезис сланцев и гнейсов уверенно определяется как осадочно-терригенный. Мощность формации изменчива. В бассейнах рек Теберды и Марухи, Кяфар-Агур она составляет 400—500 м, далее к западу увеличивается до 2500 м. Накопление формации происходило, по-видимому, на ограниченной территории в центральной и западной частях зоны в пределах прогиба, заложенного в начале карбона на относительно консолидированном к этому времени основании девонского массива.

Диабазовая формация ( $C_1$ ) пространственно приурочена к осевой части нижнекарбового прогиба. В отличие от девонской, для нее характерны слабая дифференцированность вулканитов и исключительно широкое развитие в ее составе субвулканических фаций. Сложена формация преимущественно диабазами и диабазовыми порфиритами. Изредка отмечаются туфы основного состава, андезитовые порфириты и спилиты. Верхи формации, по-видимому, эродированы в предсреднекарбовое время, мощность ее не превышает 700 м.

С заключительным этапом собственно геосинклинальной стадии развития зоны, сопровождавшейся складчатостью, связано становление сложного комплекса интрузивных образований. В его составе отчетливо выделяются следующие магматические формации: 1) гипербазитовая, представленная рядом довольно крупных массивов и небольших тел апоперидотитовых серпентинитов, картируемых в районах горы Большой Пцигер, р. Теберды, Кяфар-Зеленчукского междуречья и других пунктах зоны; 2) габбро-плагиогранитная, наиболее широко проявленная в Кяфар-Тебердинском районе, к востоку от р. Кубани и в Урупо-Лабинском междуречье; 3) габбро-монзонит-сиенитовая, представленная цепочкой сравнительно небольших массивов сиенит-диоритов, вытянутых вдоль Южного глубинного разлома. Нижняя возрастная граница интрузивного комплекса определяется верхнедевонским — нижнекарбовым возрастом вмещающих пород, верхняя — наличием обломков интрузивных пород в базальных конгломератах башкирского яруса, залегающих в основании разреза пород позднегерцинского структурного этажа.

Как отмечалось, накопление осадков среднепалеозойского структурного этажа зоны происходило в раннегеосинклинальный период ее развития. Формационный анализ среднепалеозойских образований позволяет дополнительно выделить в истории становления эвгеосинклинального прогиба два этапа: девонский и нижнекарбовый. Девонский этап, охватывающий девон и начало турнейского века, включает следующие формации (снизу вверх): 1) нижнюю терригенную, 2) вулканогенную (спилито-кератофировую), 3) флишоидную терригенную, 4) известняково-терригенную. В нижнекарбовый (позднетурнейский) этап происходило накопление верхней терригенной и диабазовой (верхней вулканогенной) формаций.

Анализ строения нижней терригенной формации, выходы которой известны лишь вдоль северной границы герцинского грабен-синклинория, приводит к выводу, что начальная стадия раннегеосинклинального режима характеризовалась прогрессирующим погружением области. Погружение частично компенсировалось накоплением песчано-глинистых отложений. В целом довольно однородное строение формации как будто указывает на отсутствие значительной тектонической дифференциации прогиба в этот период. Присутствие в разрезе пород нескольких горизонтов внутриформационных конгломератов говорит о том, что на фоне общего погружения имели место небольшие колебательные движения.

Наиболее отчетливо дифференциация зоны проявляется в стадию накопления вулканогенной формации. По характеру вулканизма, соотношению и размещению различных петрохимических типов и фаций вулканитов, временному интервалу накопления и мощности формации

в ее границах выделяются пять структурно-формационных подзон, кулисообразно сменяющих друг друга с востока на запад: Картджуртская, Уруп-Кубанская, Бескесско-Марухская и Уруштено-Ацгаринская и слабо изученная Бамбакская (рис. 3). В поздние периоды развития зоны Передового хребта геолого-структурные различия между подзонами в определенной мере сохраняются, хотя границы между ними заметно мигрируют, а отличия несколько сглаживаются, особенно на западе зоны. Границы между подзонами обычно фациальные, в связи с чем не всегда достаточно четкие, за исключением отрезков, где они контроли-

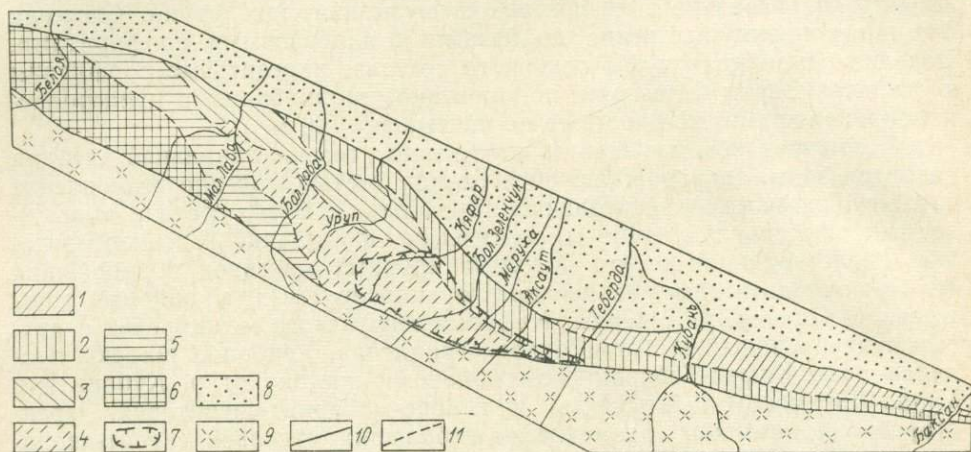


Рис. 3. Схема структурно-фациальной зональности Передового хребта. По С. В. Савину и В. И. Буадзе.

Структурно-фациальные подзоны: 1 — Картджуртская; 2 — Уруп-Кубанская; 3 — Бескесско-Марухская; 4 — Уруштено-Ацгаринская; 5 — Блыбская; 6 — Бамбакская; 7 — Марух-Зеленчукская; 8 — мезозойские отложения; 9 — граниты и кристаллические сланцы Главного хребта; границы: 10 — тектонической зоны Передового хребта, 11 — структурно-фациальных подзон

руются крупными разломами. В нижнекарбовое время в пределах Передового хребта формировалась Марух-Зеленчукская подзона, являющаяся наложенной.

### КАРТДЖУРТСКАЯ (ХУДЕССКАЯ) ПОДЗОНА

Данная подзона вытянута в общекавказском направлении вдоль северной границы герцинид Передового хребта. В крупном плане она представляет собой область северного крыла среднепалеозойского грабен-синклинория. Ее внутреннее строение определяется приуроченностью подзоны к региональной магмоподводящей структуре, одной из ветвей которой, по-видимому, является Северный разлом, ограничивающий зону с севера.

#### Геологическое строение

Впервые подзона как нижнекарбовая структурная единица зоны Передового хребта выделена Д. С. Кизевальтером. Геологическое изучение ее проводилось В. Н. Робинсоном, Г. П. Агалиным, Д. С. Кизевальтером, Л. И. Яковлевым, И. В. Круть, А. Н. Барышевым, В. Л. Омельченко, Е. А. Снежко, И. И. Грековым, Н. С. Скрипченко, Н. А. Савченко, В. И. Буадзе и др.

В геологическом строении подзоны принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования среднего палеозоя, средне-верхнекарбовые сероцветные угленосные и нижнеперм-

ские красноцветные молассовые отложения с подчиненными им вулканитами, а также терригенные (песчано-глинистые) образования юры. Границы между отмеченными комплексами характеризуются угловыми несогласиями.

Среднепалеозойские отложения, залегающие в основании разреза, погружаются в западном направлении. В связи с этим наиболее значительные по площади выходы среднепалеозойских пород отмечаются на востоке подзоны в Кубано-Малкинском междуречье. Западнее р. Кубани они перекрыты верхнепалеозойскими и мезозойскими комплексами пород и обнажаются лишь в эрозионных врезках крупных рек в виде отдельных тектонически обособленных блоков. Стратиграфические исследования последних лет, выполненные коллективом ЦНИГРИ под руководством Л. И. Яковлева, а также Е. А. Снежко, И. И. Грековым, В. Л. Омельченко, В. И. Буадзе и др. позволяют датировать среднепалеозойские отложения как девонские.

Низы разреза среднего палеозоя представлены отложениями бахмуткинской свиты. Видимая ее мощность достигает 2500 м. Основание свиты в Худесском районе срезано разломом и остается не изученным. Свита примерно на 80% сложена рассланцованными аргиллитами, в углисто-глинистой массе которых наряду с хлоритом и серицитом отмечаются обломки кварца и альбита. Аргиллиты местами заметно филлитизированы. Степень филлитизации пород возрастает к кровле свиты.

Песчаники и алевролиты тяготеют преимущественно к низам разреза свиты, где образуют совместно с аргиллитами ритмичные переслои. Единичные пласты мелкообломочных конгломератов также тяготеют к низам толщи и имеют состав, сходный с песчаниками.

Распределение отмеченных разностей пород по разрезу свидетельствует о смене мелководных условий накопления осадков во времени более глубоководными. Возраст свиты по данным палинологических анализов и фаунистических сборов определяется как живетский, возможно, частично эйфельский.

На отложения бахмуткинской свиты налегает комплекс вулканогенных пород кизилкольской свиты. Видимая мощность свиты достигает 2200 м. Контакт между свитами на всем протяжении тектонический. Кизилкольская свита сложена эффузивными, пирокластическими, вулканомиктовыми и субвулканическими породами ряда базальт — плагиолипарит. Преобладают лавы основного и среднего состава.

Венчают разрез среднего палеозоя отложения картджуртской свиты, которая согласно или с небольшим размывом залегают на вулканогенных образованиях кизилкольской свиты.

В составе пород картджуртской свиты преобладают песчаники и туфопесчаники, значительную роль играют аргиллиты, гравелиты, конгломераты, подчиненную — кремнистые породы, известняки, туфы, туффиты среднего и кислого состава. Для свиты характерны тесное переслаивание отмеченных разностей пород и постепенные переходы псаммитов, с одной стороны, через алевролиты в пелиты, а с другой — в гравелиты и конгломераты. Обломочный материал псаммитов, как правило, разнозернистый, плохо отсортирован. В обломках плагиоклаз, кварц, порфириты, яшмоиды, аргиллиты, известняки и туфы. Литологический состав обломочного материала псефитов более разнообразен. Наряду с кварцем, плагиоклазом и обломками осадочных пород, слагающих свиту, широко распространены также порфириты андезито-дацитового ряда, кварцевые альбитофиры, диабазы, спилиты, туфы и плагиограниты, т. е. комплекс изверженных пород, аналогичный вулканитам соседней структурно-фацальной подзоны. Степень окатанности обломков осадочных и изверженных пород различна, первые окатаны слабо, вторые значительно.

Некоторые особенности внутреннего строения свиты на участке междуречья Кубань — Кизилкол приведены на рис. 4. По данным В. И. Робинсона, Д. С. Кизевальтера, И. В. Круть и др., накопление терригенной толщи происходило в мелководных морских условиях, по-видимому, в обстановке компенсированной седиментации и носило явно регрессивный характер. Наиболее вероятный возраст свиты франкий.

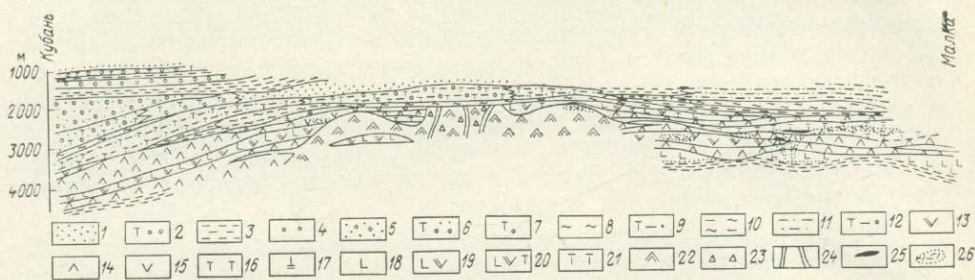


Рис. 4. Обобщенный продольный фациальный разрез среднепалеозойских отложений Карджуртской подзоны. По Н. С. Скрипченко и Н. А. Савченко.

1 — песчаники; 2 — конгломераты, туфоконогломераты; 3 — глинистые сланцы; 4 — конгломераты; 5 — конгломераты и песчаники; 6 — туфопесчаники, конгломераты; 7 — туфоконогломераты; 8 — кремнистые сланцы; 9 — переслаивание туфов, туфопесчаников, алевролитов, песчаников и глинистых сланцев; 10 — яшмы, кремнистые сланцы, переслаивание яшм с алевролитами и туфопесчаниками; 11 — переслаивание аргиллитов, алевролитов и конгломератов; 12 — переслаивание конгломератов, песчаников, туфопесчаников и алевролитов; 13 — андезитовые порфиры; 14 — базальтовые и андезитовые порфиры; 15 — диабазы; 16 — туфы; 17 — кварцевые альбитофиры (апопаритовые порфиры); 18 — дацитовые порфиры; 19 — андезитовые и дацитовые порфиры; 20 — переслаивание андезитовых, дацитовых порфиритов, туфов и осадочно-вулканогенных отложений; 21 — вулканогенно-осадочные брекчии, туфы, лавобрекчии с покровами андезитовых, дацитовых и базальтовых порфиритов; 22 — субвулканические андезитовые порфиры и кварцевые альбитофиры; 23 — эруптивная брекчия андезитового и дацитового состава; 24 — кольцевые дайки андезитового и дацитового состава; 25 — колчеданные руды; 26 — зоны притризованных хлорит-серпентинит-кварцевых метасоматитов

## Тектоника

Рассматриваемая подзона на севере граничит с массивом древних кристаллических сланцев Бечасынской зоны, перекрытых платформенным чехлом мезозойских отложений. Эта граница представлена Северным региональным разломом. На юге подзона ограничена системой крутопадающих (на юг) надвигов шарнирного типа. Внутри подзоны отмечается система разломов общекавказского простираения, расчленяющая ее на ряд линейно-вытянутых блоков. Внутреннее строение блоков дополнительно осложнено системами более мелких разломов субширотного и северо-западного простираений. Падение основных разрывных структур южное под углами  $70-85^\circ$  и положе ( $35-40^\circ$ ). Перемещения по ним были неоднократными как в верхнем палеозое, так и в мезозое. На отдельных участках в зонах разломов отмечаются тела серпентинитов, диоритов, гранодиорит-порфиров, косвенно указывающие на активную их роль в заключительный период проявления среднепалеозойского магматизма.

Сивулканические разрывные структуры в значительной мере завуалированы последующими тектоническими движениями. Положение их в известной мере определяется размещением субвулканических пород. Линейно-вытянутые рои таких дайковых тел в междуречье Чучкур — Малка рассредоточены на всей площади выходов вулканитов и имеют преимущественно субширотную ориентировку. Реже простираются их северо-западное и субмеридиональное. Мощность отдельных тел и зон не превышает первых десятков метров. Углы встречи экстрезивных тел с напластованием пород, по данным Н. С. Скрипченко, близки к прямым. Для подзоны характерна интеграция интрузивных и экстру-

живных образований в линейно-вытянутые массивы субширотной ориентировки. Залегание таких гетерогенных тел не вполне ясно. На отдельных участках в составе массивов отмечаются структуры типа кольцевых даек. В полосе открытого палеозоя в осевой части подзоны может быть намечена крупная синвулканическая магмовыводящая структура субширотной ориентировки.

Складчатая структура среднепалеозойских отложений подзоны определяется их приуроченностью к северному крылу герцинского грабен-синклиория. Стержневой пликативной структурой пород является моноклираль. Простираение пород моноклинали субширотное (запад-северо-западное), падение южное, на востоке крутое, близкое к вертикальному, западнее Худеского месторождения  $30-60^\circ$ . На северо-востоке Худеского рудного поля вулканогенная моноклираль, вероятно, осложнена субширотной линейной антиклинальной складкой, северное крыло которой срезано разломом, а на западе — брахиантиклиналью синвулканического заложения (Скрипченко и др., 1965; Барышев, 1963). Однако следует отметить, что осложняющая моноклираль складчатость, за исключением мелкой приразломной, достаточно определена в палеозойской толще не картируется.

### Магматизм

Магматизм в границах Картджуртской подзоны проявляется неоднократно в различные периоды ее геологической истории. Максимум его отвечает среднему палеозою. Интересно отметить, что несмотря на коренные отличия в структурной обстановке как в среднем и верхнем палеозое, так и в мезозое ведущей формой проявления магматизма оставалась эффузивная. Наиболее значительная по масштабу вулканическая деятельность, полностью подавившая осадочную седиментацию, протекала в среднем, возможно, в начале верхнего девона. В геологическом разрезе этому времени отвечает мощный комплекс вулканогенных образований кизилкольской свиты, с которым пространственно ассоциируют все известные колчеданные проявления подзоны. Роль интрузивного магматизма в среднем палеозое была незначительной. Формирование основной массы интрузивных образований, по-видимому, протекало в период накопления додевонского вулканогенного комплекса и в эпоху проявления основной фазы герцинской складчатости на границе нижнего и среднего карбона.

Девонский колчеданосный вулканогенный комплекс характеризуется весьма разнообразным по составу набором вулканитов ряда базальт — липарит. Породы сравнительно слабо динамометаморфизованы. Ведущими образованиями комплекса являются эффузивы. Среди них выделяется две петрохимические ассоциации лав: спилитовая и андезито-дацитовая (Скрипченко, 1966). Для пород обеих ассоциаций обычна подушечная макротекстура. Лавы основного состава в отличие от основных эффузивов других подзон преимущественно порфиروهвые.

Спилитовая ассоциация, по данным Л. И. Яковлева, представлена базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами и собственно спилитами.

Макроскопически отмеченные породы весьма сходны. Для порфиритов обычна темно-серая окраска с зелеными, лиловыми, буровато-красными оттенками, для спилитов — преимущественно зеленая. Структура базальтовых и андезито-базальтовых порфиров порфировая, основной массы — интерсертальная, грубомикролитовая, гиалопилитовая, местами переходящая в пилотакситовую, сферолитовую. Во вкраплениях, среднее содержание которых составляет 10—12% объема породы, отмечаются моноклинный пироксен (диопсид) и плагиоклаз



№ 3—5. Минеральный состав основной массы: микролиты альбита (40—80%), хлорит (диабантит, делессит), обычные выделения пумпеллита, эпидота, лейкоксена, гематита, иногда кварца, суммарный объем которых не превышает 10%. Текстура пород массивная подушечная. Для собственно спилитов характерны редкие вкрапленники пироксена. Структура основной массы пород часто типично спилитовая, сфероликовая, аксиолитовая, для центральных частей крупных подушек — офитовая, интерсертальная. Минеральный состав: пироксен (до 15%), альбит (до 65%), хлорит (до 40%), отмечаются апатит, пумпеллит, гематит и пренит.

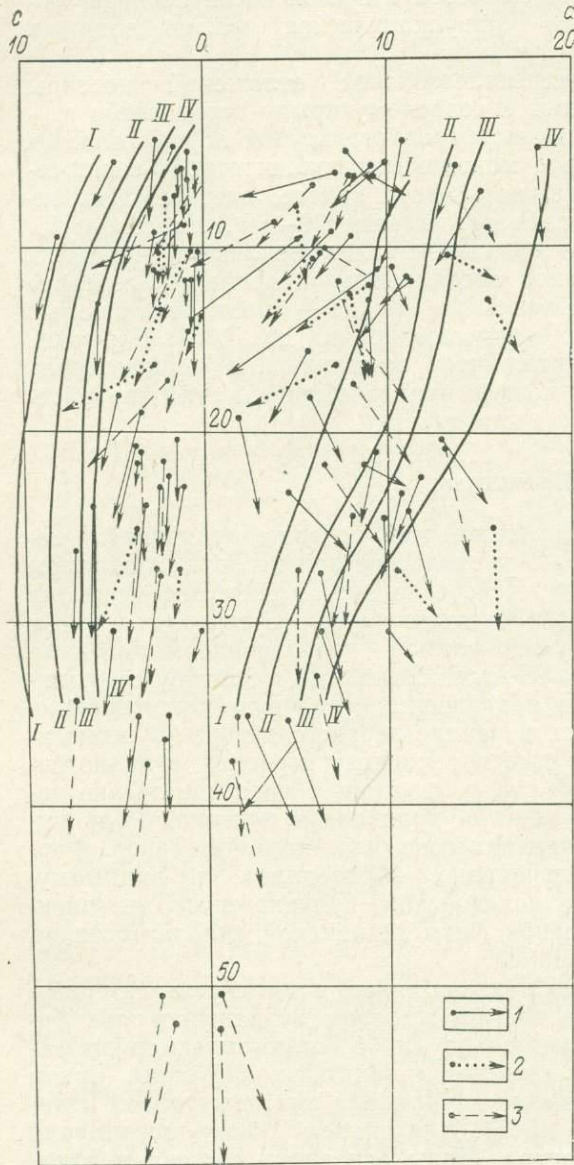


Рис. 5. Диаграмма химических составов изверженных пород Картджуртской подзоны. По Л. И. Яковлеву.

Породы: 2 — эффузивные, 2 — субвулканические, 3 — интрузивные. Вариационные кривые типа: I—I — Пеле (Мартиника), II—II — Лассен-Пика, III—III — Йеллоустонского парка, IV—IV — Этны

вышенным содержанием щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}=6,1-10,7\%$ ), преобладанием натрия над калием ( $n=80-98,8\%$ ) и часто преобладанием железа над магнием. Несмотря на наличие плавных изменений в отношениях  $a:c$  в рамках 0,6—11,2, величина коэффициента  $\text{Na}_2\text{O}$  (Штейнберг, 1964) остается довольно постоянной и равна 6,1—8,3. Отдельные представители пород пересыщены глиноземом. Содержание карбоната в породах

10%. Текстура пород массивная подушечная. Для собственно спилитов характерны редкие вкрапленники пироксена. Структура основной массы пород часто типично спилитовая, сфероликовая, аксиолитовая, для центральных частей крупных подушек — офитовая, интерсертальная. Минеральный состав: пироксен (до 15%), альбит (до 65%), хлорит (до 40%), отмечаются апатит, пумпеллит, гематит и пренит.

Широким распространением среди лав основного состава пользуются вариолиты в виде подушечных лав и пластовых тел. В целом для основных лав характерны миндалекаменные текстуры.

Андезито-дацитовая ассоциация лав представляет собой группу средних и кислых дифференциатов вулканогенного комплекса. По петрохимическим данным (рис. 5) в ее составе выделяются андезито-дацитовые порфириды и кварцевые альбитофиры. Роль последних в строении толщи незначительна. Макроструктура пород данной группы порфировая, текстура массивная, подушечная, нередко концентрически-зональная и миндалекаменная.

Химизм эффузивных образований подтверждает наличие в составе вулкаников непрерывной серии пород от основных к кислым. Основные эффузивы этой серии характеризуются по-

невелико ( $\text{CO}_2=0-1,28\%$ ). Для кислых дифференциатов отмечаются пониженные значения полевошпатовой извести, преобладание натрия над калием, пересыщенность глиноземом. В целом вулканы могут быть отнесены к типу известково-щелочных пород с несколько повышенной щелочностью.

Кластические вулканогенные образования составляют примерно 14% объема кизилкольской свиты. Представлены они лито- и кристаллолитокластическими туфами андезито-базальтового, андезито-дацитового и липаритового состава псаммитовой и более крупной размерности, слагающими маломощные невыдержанные тела, обычно чередующиеся с лавами того же состава и агломератовыми туфами. Природа агломератовых туфов не вполне ясна. Обычно это конгломерато-брекчии, состоящие из обломков остроугольных андезитовых, андезито-базальтовых порфиритов, их подстилающих, и обломков кварцевых альбитофиров, сцементированных мелкообломочной литокластической массой с существенной примесью кремнисто-гематитового материала. Интересно отметить, что на участках, прилегающих к неккам автомагматических брекчий кварцевых альбитофиров, состав обломков туфов часто моногенный, альбитофировый, и они как бы являются естественным продолжением выходов последних. Как особый генетический тип кластических вулканических образований в районе отмечаются взрывчатые брекчии (Богущ, Гончарова, 1970).

Субвулканические аналоги эффузивных пород столь же разнообразны, как и сами эффузивы. В интрузивном залегании отмечаются диабазы, андезито-базальтовые, андезито-дацитовые, дацитовые порфириты и кварцевые альбитофировые. По минералогическому и структурному составу субвулканические образования в целом аналогичны эффузивным (см. рис. 5). Форма их залегания — дайки, силло- и штокообразные залежи. Некоторые из секущих субвулканических тел обнаруживают прямую связь с отдельными лавовыми покровами, являясь их корневыми частями.

Довольно разнообразен по составу комплекс интрузивных образований. Интрузивные проявления в пределах подзоны концентрируются преимущественно в отложениях вулканогенной толщи и представлены ультрабазитами, габброидами и гранитоидами. Гранитоиды являются кислыми производными базальтоидной магмы. Это среднезернистые лейкократовые плагиограниты. Структура пород гранитовая, минеральный состав — кварц (30—50%), полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз № 5—10 ( $N_g=1,543$ ,  $N_p=1,535$ ), мусковит и нацело хлоритизированный темноцветный минерал (до 4%), аксессуарные — апатит. В отдельных зернах плагиоклаза отмечаются чешуйки серицита и мелкие скопления минералов группы эпидот-цоизита. Из отмеченных пород лишь гранитоиды и серпентиниты образуют относительно крупные (1—2 км<sup>2</sup>) массивы, прочие же породы отмечаются лишь в виде очень мелких тел и даек. Возраст интрузивных пород досреднекарбонный. Петрохимическая тождественность, пространственная приуроченность и возрастная близость их с субвулканическими и собственно вулканическими породами позволяют отнести их к группе вулканических комагматитов.

Комплекс вулканогенных образований подзоны фашиально неоднороден. Заметно различна также степень петрохимической дифференцированности отложений отдельных его блоков. В целом для вулканогенных отложений подзоны устанавливается неоднородность их строения в плане, обусловленная чередованием участков, различающихся интенсивностью проявления спилитового и андезито-липаритового вулканизма, очевидно, отражающая первичную тектоническую дифференцированность и различную мобильность отдельных участков вулканического трога.

Соотношение главных фациально-петрохимических групп пород в объеме комплекса примерно следующее: 1) лавы основного состава 31%, 2) лавы андезито-дацитового состава и их субвулканические аналоги 44,5%, 3) кварцевые альбитофиры (эффузивные и субвулканические) 4,5%, 4) туфы основного состава менее 1%, 5) туфы среднего, смешанного и кислого составов, частично вулканомиктовые породы 18%.

По имеющимся данным, наиболее однородны вулканогенные отложения в западной и центральной частях подзоны. В их разрезах по долинам рек Маруха, Даута и Кубани доминируют (более 65%) основные эффузивы. По составу вулканических пород этот отрезок вулканогенного комплекса представляет собой слабо дифференцированную, существенно лавовую серию пород андезито-базальтового состава. Наиболее фациально однородный участок сложен исключительно базальт-спилитовыми лавами и находится в Теберда-Кубанском междуречье. Видимая мощность вулканогенных отложений по рекам Маруха, Даута и Кубань 1700, 500 м.

Далее к востоку (см. рис. 4) степень петрохимической и фациальной неоднородности вулканогенных отложений резко возрастает. Значительную, местами ведущую роль в строении комплекса приобретают породы среднего состава. При сохранении видимой мощности вулканогенной толщи происходит ее перерождение во внутренне неоднородную серию пород полного набора дифференциатов ряда базальт — липарит. Максимальным накоплением андезито-дацитовых вулканитов характеризуется отрезок подзоны от оз. Харлакель на западе до р. Чучкур на востоке, где последние слагают более 55% объема вулканогенных отложений. Широкое развитие к востоку от оз. Харлакель образований жерловой, околержерловой и субвулканической фаций андезито-дацитов и плагиолипаритов, по-видимому, свидетельствует о наличии эродированной вулканической постройки трещинно-центрального типа, отмеченной Л. И. Яковлевым.

Анализ фаций терригенных отложений картджуртской свиты позволяет отметить, что на общем фоне неравномерно компенсированного прогиба область максимального накопления андезито-дацитов представляла собой в начальный период картджуртской седиментации достаточно ярко выраженное синвулканическое поднятие. Восточнее, в границах Худесского рудного поля роль андезито-дацитовой ассоциации пород несколько снижается. Андезито-дациты слагают здесь не более 40% объема толщи и пространственно тяготеют главным образом к восточному и западным флангам рудного поля.

Разрезы вулканогенных отложений в пределах подзоны различны. В крупном плане вулканогенные отложения могут быть расчленены на две толщи, имеющие в свою очередь двучленное строение. Низы каждой из толщ сложены лавами, верхние части — хемогенными, вулканомиктовыми и пирокластическими осадками. Местами последние выпадают из разреза и весь вулканогенный комплекс представляет собой монофациальную (лавовую) серию. По объему нижняя толща доминирует в разрезах и является существенно лавовой. Для участков с заметным проявлением андезито-дацитового вулканизма, таких, как Худесское рудное поле или участок к востоку от оз. Харлакель, для лавовой части нижней толщи устанавливается определенная «цикличность» ее строения, заключающаяся в закономерной смене по разрезу в пределах «цикла» горизонтов лав основного состава более кислыми разностями. При этом в кровле последних местами отмечаются невыдержанные по простираению маломощные тела осадочных и пирокластических пород. На участках развития андезито-базальтовой субформации, образование которой связано преимущественно с извержениями трещинного типа, лавовая составляющая толщи выглядит как чередо-

вание петрографически сходных покровов эффузивов основного состава. В строении верхней толщи соотношение объема лав и осадочно-пирокластических пород соизмеримо. Мощность ее колеблется от 100 до 700 м. На Марухском участке заметно преобладают пирокласты, на Худесском они отсутствуют. Здесь в разрезе им соответствуют кремнистые сланцы и туффиты основания картджуртской свиты.

Колчеданные проявления подзоны представлены четырьмя основными морфогенетическими типами: 1) линзовидными согласными залежами сплошных колчеданных руд, 2) обломковидными колчеданными рудами, 3) пластовыми телами сульфидно-гематитовых руд и 4) зонами хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов с вкрапленным и прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением.

По условиям залегания зоны метасоматитов разделяются на согласные и секущие, контролируемые разрывами субширотной и северо-западной ориентировки, а по глубине становления — на субвулканические и приповерхностные. Для вторых наиболее характерны асимметричная зональность, согласное со слоистостью залегание кровли, тесная пространственная связь с телами сплошных колчеданных руд, резкий контраст с перекрывающими породами. Эмпирически установлено, что площади максимальной концентрации пиритизированных зон при прочих равных условиях наиболее перспективны для поисков промышленно ценных залежей медноколчеданных руд.

Описание отдельных характерных проявлений выделенных морфогенетических типов будет приведено ниже.

Геологическая позиция колчеданных проявлений подзоны определяется их приуроченностью к девонским вулканогенным образованиям. Распределение рудопроявлений на территории подзоны неравномерное. Наименее насыщена ими слабо дифференцированная андезито-базальтовая существенно лавовая субформация. Колчеданные проявления здесь (реки Даут, Маруха) обычно незначительны по масштабам, а их размещение контролируется зонами тектонических разрывов.

Несколько более широко колчеданное оруденение проявлено на участках развития субформации с полным набором дифференциатов, характеризующихся заметным преобладанием наиболее кислых членов ряда базальт — дацит. Такие участки характеризуются наличием зон пиритизации, тяготеющих преимущественно к секущим залежам субвулканических пород и разрывам субширотной ориентировки. Интенсивность сульфидной минерализации зон обычно невелика, а строение колонки метасоматических фаций симметрично-зональное. Интересно отметить, что окварцевание и серицитизация, как и пиритизация, развиваются не только по вулканитам, но частично и по гранитоидам, являющимся наиболее поздними проявлениями среднепалеозойского магматизма (зона Лесная).

Наиболее насыщены колчеданными проявлениями блоки вулканогенной формации, по фациально-петрохимическому профилю переходные от слабо дифференцированной к субформации полного набора дифференциатов, элементом которой они являются. Примыкая к вулканическому поднятию, центрам максимальных извержений кислых и умеренно кислых лав, они выглядят как синвулканические тектоно-вулканические прогибы с пестрым по составу разрезом вулканитов и ведущей ролью лав базальт-спилитового состава. Примером структуры такого рода может служить Худесское рудное поле. Часть пиритизированных зон рудного поля, залегающих в нижней части вулканогенного комплекса (Спорная, Подкова и др.), по ряду косвенных признаков может рассматриваться как субвулканические образования. По падению они сопрягаются с наиболее крупной Северной зоной, приуроченной к тектоническому контакту вулканогенных образований с терригенными отложениями бахмутинской свиты.

Зоны с промышленным медноколчеданным оруденением — Центральная и Промежуточная — достаточно отчетливо стратифицированы. Непосредственная связь их с прочими зонами не устанавливается.

### УРУПО-КУБАНСКАЯ ПОДЗОНА

Эта подзона занимает центральную часть девонского эвгеосинклинального прогиба и вытянута линейно в северо-западном направлении. Ее границы со смежными подзонами обычно фациальные. Наиболее отчетливо границы подзоны очерчиваются на крайнем востоке герцинского прогиба в междуречье Малка — Теберда. Боковыми ограничениями ее здесь служат длительно развивавшиеся разломы среднепалеозойского заложения. Западнее р. Теберды девонская осадочно-вулканогенная толща на подавляющей части территории подзоны перекрыта терригенными отложениями пермо-карбона и юры, а вулканогенная формация отмечается лишь в виде небольших по площади выходов в эрозионных врезках рек Большой Зеленчук, Кяфар, Кизельчук и Уруп. Границы подзоны на этом отрезке (см. рис. 2, 3) условны. Тем не менее, по данным картирования и бурения, в бассейнах рек Кизельчук и Уруп подзона уверенно устанавливается в этой части прогиба.

### *Геологическое строение*

В геологическом строении Урупо-Кубанской подзоны (рис. 6), являющейся фрагментом девонской структуры Передового хребта, наряду с отложениями девона широко распространены образования нижнекарбонного геосинклинального седиментационного цикла, молассовые толщи пермо-карбона и терригенные осадки нижней юры, слагающие около 10% ее площади. Длительная последевонская история тектонического развития подзоны обусловила мозаичность ее геологического строения. В турнейское время в результате заложения нижнекарбонного субширотного прогиба юго-восточная часть подзоны была вовлечена в опускание, а отдельные ее участки, по-видимому, подверглись размыву. После замыкания геосинклинального прогиба и складкообразования в заключительный этап геосинклинального развития зоны на размывтой поверхности среднепалеозойского складчатого сооружения происходило заложение межгорных впадин и формирование ряда поднятий. Мощность молассовых отложений в прогибах достигает 3—5 км. Юрская трансгрессия и последующее воздымание области, связанное с консолидацией альпийского прогиба южного склона Главного Кавказского хребта, формировали современную блоковую структуру подзоны. В итоге массив девонских отложений подзоны оказался частично эродирован, а отдельные его блоки погребенными под более молодыми отложениями пермо-карбона и юры на глубине до 1 км и более.

В современной структуре геологически наиболее приподнятыми и доступными являются центральный отрезок подзоны (междуречье Большой Зеленчук — Кяфар), а также юго-восточный и северо-западный ее фланги, непосредственно примыкающие к граничным глубинным разломам среднепалеозойского прогиба.

В пределах отмеченных участков девонские отложения представлены пестрым по составу и условиям накопления комплексом осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород. По преобладанию тех или иных литологических разновидностей в его составе выделяются четыре свиты (снизу вверх): бахмуткинская ( $D_{1-2}$ ), кизилкольская ( $D_2$ ), картджуртская ( $D_{2-3}$ ) и пастуховская ( $D_3$ ). Их строение в плане и разрезе неоднородно, а границы нередко фациальные.

Бахмуткинская свита, выходы которой отмечаются на крайнем северо-западе подзоны, сложена преимущественно терригенными отложениями. В ее составе доминируют филлиты, мелкозернистые (0,03—0,2—1 мм) кварц-полевошпатовые песчаники с филлитизированным глинистым цементом. Довольно многочисленны пластовые тела (покровы) кварцевых альбитофиров мощностью до 10—30 м, изредка отмечаются их туфы, покровы лав основного состава.

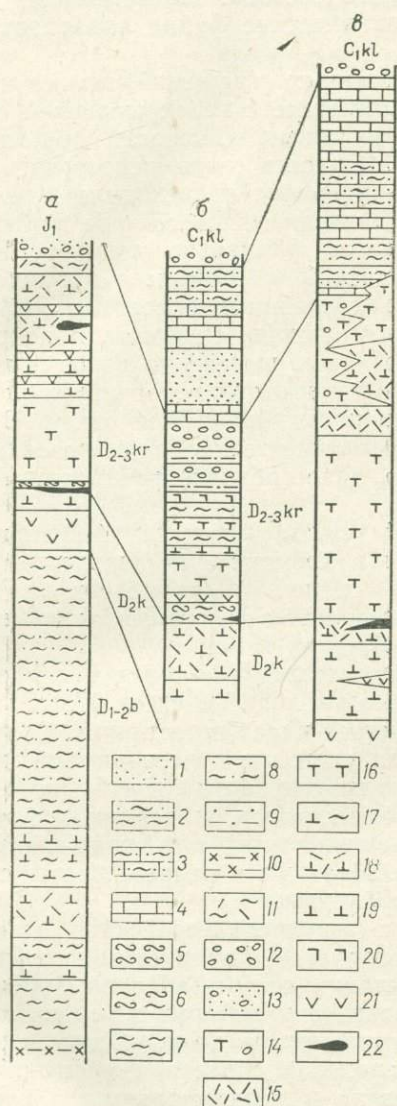


Рис. 6. Частные стратиграфические колонки девонских отложений Урупо-Кубанской подзоны. По Н. А. Савченко.

а — район Урупского месторождения; б — район р. Кыфар; в — район Даутского месторождения.

1 — кварцевые песчаники, гравелиты с прослоями известково-глинистых сланцев, аргиллиты, известняки; 2 — песчаники, песчано-глинистые сланцы, алевролиты, известняки; 3 — известково-глинистые, песчано-глинистые сланцы, алевролиты и известняки; 4 — известняки; 5 — кремнистые сланцы, туффиты; 6 — кремнистые сланцы, филлиты; 7 — филлитовидные сланцы; 8 — переслаивание филлитов и кварцевых песчаников; 9 — филлитовидные сланцы, аргиллиты, песчаники, гравелиты и туффиты; 10 — кварц-альбит-хлоритовые сланцы; 11 — переслаивание филлитов, туффитов, туфов и кремнистых пород; 12 — конгломераты; 13 — переслаивание конгломератов, туфоконгломератов и песчаников; 14 — туфоконгломераты; 15 — туффиты, туфопесчаники, кремнистые породы; 16 — туфы среднего и смешанного составов, переслаивающиеся с туффитами и филлитами; 17 — переслаивание филлитов и кварцевых альбитофиров; 18 — кварцевые альбитофиров с прослоями туфов кислого состава; 19 — кварцевые альбитофиров; 20 — уралитовые порфириты; 21 — базальтовые порфириты с пластовыми телами кварцевых альбитофиров; 22 — медноколчеданные руды

По данным В. А. Панфилова, А. П. Панченко, В. Е. Шманева и Ю. А. Арапова, низы видимой части разреза свиты представлены толщей (мощностью более 900 м) филлитов, переслаивающихся с пластовыми телами (покровами) кварцевых альбитофиров, реже их туфов мощностью от 10 до 30 м. Последняя выше по разрезу сменяется толщей мощностью около 700 м, представляющей переслой (1—60 м) филлитов и кварцевидных полимиктовых песчаников. Венчает свиту толща филлитов, в верхах разреза содержащих маломощные прослой конгломератов, песчаников и единичные покровы эффузивов основного состава. Преобладание в разрезе свиты тонкообломочных пород сви-

детельствует, что в отличие от соседних подзон здесь располагались области, характеризовавшиеся в бахмуткинское время более однородным режимом прогибания геосинклинального ложа, причем максимумы такого прогибания сопровождались проявлениями кислого вулканизма.

На отложения бахмуткинской свиты согласно налагают вулканогенные породы кизилкольской свиты. Максимальная видимая их мощность 1200 м. В составе вулканогенных пород главную роль играют лавы базальтового и липаритового состава. На отдельных участках широко развиты туфы и субвулканические фации липаритов и базальтов.

Верхнюю часть разреза вулканогенных отложений, весьма неоднородную по составу и строению, в комплексе с перекрывающей ее толщей вулканогенно-осадочных и терригенных отложений общепринято выделять в картджуртскую свиту. Мощность свиты непостоянна и достигает 1 км. Формирование ее, по-видимому, происходило в условиях расчлененного островного рельефа. Выделяемая в составе свиты нижняя существенно вулканогенная толща фациально неоднородна. На отдельных участках это мощный (до 700 м) комплекс пирокластических образований среднего, кислого и смешанного состава с прослоями кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев, туффитов и покровами лав кислого состава, в других — это преимущественно лавовые и пирокласто-лавовые образования дацито-липаритового состава с покровами диабазов, аналогичные отложениям кизилкольской свиты. В связи с фациальным характером границ и существенно вулканогенным составом толщи последнюю, очевидно, целесообразно рассматривать как элемент кизилкольской свиты.

Верхняя толща картджуртской свиты сложена бескварцевыми конгломератами и филлитовидными и кремнистыми сланцами. Мощность ее непостоянна и колеблется от нескольких метров до 800 м. Местами в средней части ее разреза отмечаются горизонты уралитовых порфиритов (щелочных базальтоидов) и их туфов.

Пастуховская свита представлена толщей фаменских карбонатно-терригенных отложений. Мощность свиты колеблется от 200 до 1200 м. В основании ее разреза обычно залегает пласт известняков. Свита разделяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную песчаниками, перемежающимися с гравелитами, алевролитами, аргиллитами, известково-глинистыми сланцами с пачками известняков, и верхнюю, представленную известняками, известково-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Местами в разрезе свиты отмечаются метаморфизованные туфы и эффузивы.

В современном виде структура среднепалеозойских отложений подзоны представляется блоково-складчатой. Характерны линейные антиклинальные и синклинальные складки северо-западной ориентировки, отдельные наиболее крупные фрагменты которых в условиях сложного блокового строения имеют протяженность до первых десятков километров. На востоке подзоны в пределах области ее тектонического выклинивания складки узкие, близкие к изоклинальным с падением пород на крыльях до  $90^\circ$  и наклоном осевых плоскостей к югу, на западе — нормальные, с размахом крыльев до нескольких километров и углами падения пород  $30-60^\circ$ . Формирование линейных складчатых структур в целом завершилось в период предсреднекарбонového тектогенеза. На это, в частности, указывает отсутствие преемственности в размещении пликативных структур в отложениях верхнепалеозойского и мезозойского структурных этажей.

В посленижнекарбонвое время среднедевонские отложения реагировали на тектонические пароксизмы как достаточно жесткая глыбовая постройка, последующие изменения внутреннего строения которой носили характер преимущественно блоковых перемещений по средне-

палеозойским и более молодым разрывным нарушениям. Общий план структуры среднепалеозойских пород характеризуется в первую очередь системами разрывов субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, определяющих мозаично-блоковое их строение. Ведущая роль в формировании блоковой структуры принадлежит разрывам субширотной ориентировки. В большинстве они представляются как досреднекарбоновые разрывы типа взбросо-надвигов с падениями плоскостей-сместителей преимущественно в сторону осевой части подзоны.

### *Магматизм и рудоносность*

Девонскому магматизму в пределах подзоны соответствуют толщи субмаринных вулканитов. К интрузивным его проявлениям условно могут быть отнесены дайковые тела лампрофиров (спессартиты, керсаниты, вогезиты и минетты) и, возможно, отдельные небольшие по масштабу силлообразные залежи порфириовидных лейкократовых плагиогранитов.

Продукты девонского вулканизма, соответствующие в стратиграфическом разрезе кизилкольской и частично картджуртской свитам, представлены лавами основного и кислого состава, их субвулканическими аналогами и различными по составу и структуре туфами. Коэффициент эксплозивности вулканических извержений грубо оценивается 15—20%. Отмечаются туффиты, туфопесчаники, филлиты, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, составляющие 2—5% объема вулканических накоплений.

Вулканические образования Урупо-Кубанской подзоны в сравнении с вулканитами Картджуртской подзоны заметно более подверглись зеленокаменному метаморфизму и по характеру изменения отвечают альбит-хлорит-эпидотовой субфации фации зеленых сланцев. Микроскопическое изучение вулканических образований показывает, что в результате процессов пропилитизации и регионального метаморфизма первоначальный их минеральный состав претерпел коренные изменения. По существу, единственным первичным минералом в породах, за исключением акцессориев (рутила, апатита) и, возможно, в отдельных случаях альбита, является кварц. Вулканическое стекло в породах раскристаллизовано и особенно в разностях основного состава нацело замещено агрегатом вторичных минералов (хлоритом, минералами группы эпидота, кварцем, карбонатом, альбитом, серицитом), полевые шпаты альбитизированы, темноцветные повсеместно хлоритизированы. Микролиты и лейсты полевых шпатов, вкрапленники темноцветных утратили четкие ограничения. Кроме того, основная масса эффузивов и тонкообломочный материал пирокластов частично или полностью перекристаллизованы. В породах широко распространены микрогранобластовые и лепидогранобластовые структуры. Несмотря на отмеченные изменения породы обычно сохраняют первичные текстуры и структуры, либо их реликты. В породах, как правило, отчетливо диагностируются порфириовые структуры, первичнообломочные, миндалекаменные, шаровые, столбчатые, реже флюидальные и другие текстуры, апоинтерсертальные, апопилотакситовые, апогиалопилитовые, апоофитовые, фельзитовые и сферолитовые микроструктуры и т. п.

По химическому составу эффузивные и субвулканические породы относятся к представителям нормального известково-щелочного ряда (рис. 7) и отвечают по составу базальтам, андезито-базальтам (базальтовые порфириты, диабазы) и липаритам (кварцевые альбитофиры). Разности промежуточного, андезито-дацитового состава, крайне редки. Несколько более подробно характеристика эффузивов и субвулканических пород подзоны будет приведена при описании рудных районов.

Пирокластические породы обычно менее метаморфизованы, чем эффузивы. В их составе преобладают туфы липаритового и среднего (андезито-дацитового или смешанного) состава.

Туфы кислого состава преимущественно псаммитовые, псефитопсаммитовые, реже агломерато-псаммитовые, кристалло- и литокристаллические, состоят из обломков зерен кварца, альбита, кварцевых альбитофиринов, либо их основной массы гранобластовой и фельзитовидной структуры; цемент разнообразный, чаще существенно кремнистый (фельзитовидный), либо тонкообломочный кварц-альбит-фельзитовый, неравномерно хлоритизированный, гематитизированный и эпидотизированный.

Туфы среднего состава также преимущественно псаммитовые, кристалло- и литокристаллические. Обломочный материал в них представлен таблитчатыми зернами плагиоклаза (в большинстве случаев сосюритизированный или серицитизированный плагиоклаз, реже довольно свежий андезин № 40, иногда альбит), обломками зерен кварца и плагиоклазовых порфиритов с пилотакситовой основной массой, цемент кварц-хлоритовый, эпидот-хлорит-карбонатный и кварц-эпидотовый.

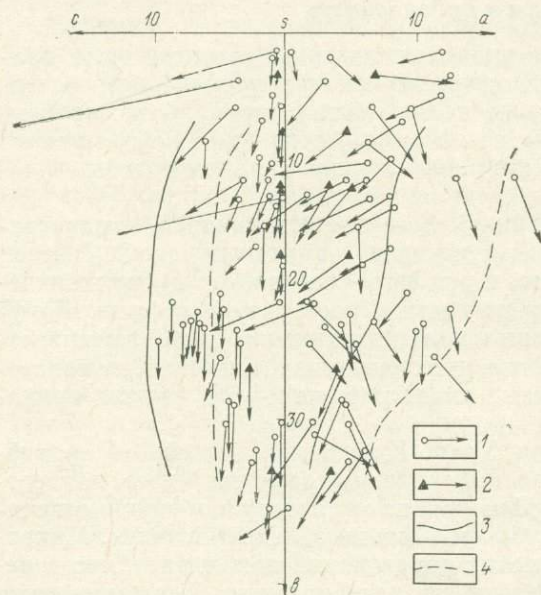


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма пород девонского вулканогенного комплекса по методу А. Н. Заварицкого.

Фации: 1 — эффузивная, 2 — субвулканическая; вариационные кривые: 3 — известково-щелочных пород типа Пеле, 4 — щелочных пород типа Этны

закономерно. Лавы основного состава тяготеют преимущественно к низам, а лавы кислого состава и различные по составу туфы чаще к средней и верхней частям разреза. Наиболее устойчивыми элементами разрезов обычно являются покровы лав основного состава, туфы кислого и среднего состава, туффиты и осадочные породы. Конкретное размещение отмеченных ассоциаций пород в плане и разрезе формации не всегда достаточно определено. Значительное в связи с этим разнообразие строения частных литологических колонок по отдельным участкам формации может быть грубо сведено к двум их стратотипам. Для первого характерны ведущая роль лав, подчиненное значение туфов кислого и отсутствие туфов среднего состава, для второго — довольно четкая дифференциация на толщи (снизу вверх): 1) лав преимущественно основного состава; 2) лав и туфов кислого состава; 3) туфов среднего (смешанного) состава с прослоями туффитов, горизонтами филлитов, туфопесчаников и кремнистых сланцев; 4) туфов кислого состава, конгломератов и туфопесчаников. Разрезы первого типа наиболее характерны для южной части подзоны, разрезы второго — для северной, пограничной с картджуртской. Таким образом, для вулканитов подзоны, в частности для наиболее изученных Урупского и Даут-Малкинского ее отрезков, может быть отмечена определенная асимметрия их строения в направлении, перпендикулярном их простиранию. Грубое

членение вулканитов подзоны на южную и северную полосы, по-видимому, обязано существованию в девонское время двух автономных магмовыводящих разломов: первого вблизи южной границы подзоны, а второго вдоль северной. Первый отмечен линейно-вытянутыми группами субвулканических силло- и жилообразных залежей кварцевых альбитофиров, второй — реликтами вулканических аппаратов центрального типа Теберда-Кубанского междуречья.

Для Урупо-Кубанской подзоны установлено четыре медных и медно-цинковых колчеданных месторождения и значительное число слабо изученных колчеданных проявлений. Локализованы они исключительно в вулканогенных отложениях. Интервал рудоносности колчеданного оруденения четко фиксируется положением кровли и почвы девонской вулканогенной формации.

По морфологическим и генетическим признакам колчеданные проявления объединяются в три группы:

1) стратиморфные залежи медных и цинково-медных сплошных колчеданных руд (Урупское и Власинчихинское месторождения);

2) согласные тела прожилково-вкрапленных медных руд (Скалитое и Даутское месторождения, Верхняя и параллельные залежи Урупского месторождения, группа Кырюльских зон, Левобережная зона и др.);

3) жилообразные секущие зоны гидротермально измененных пород с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Наиболее общей закономерностью размещения месторождений является их приуроченность к крупным центрам вулканической активности. Размещение колчеданных проявлений в разрезе вулканогенных отложений достаточно закономерно. Месторождения и наиболее крупные рудопроявления, как показали исследования В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой, размещаются на определенных стратиграфических уровнях вулканогенных отложений, в основном туфовых горизонтов, перекрывающих существенно лавовые комплексы. Наиболее продуктивным из таких уровней является контакт толщи туфов среднего состава с подстилающей ее толщей эффузивов.

### **БЕСКЕССКО-МАРУХСКАЯ И УРУШТЕНО-АЦГАРИНСКАЯ ПОДЗОНЫ**

В западной части Передового хребта в бассейнах рек Большая и Малая Лаба, а также Андрюк для среднепалеозойского времени выделяется (рис. 8) по крайней мере две структурно-фациальные подзоны: Бескесско-Марухская и Уруштено-Ацгаринская (Кропачев, 1962). Они полностью охватывают площади распространения среднепалеозойских колчеданоносных вулканогенно-осадочных образований, а также их перекрывающих верхнепалеозойских моласс. Кроме того, С. В. Савин, В. Ф. Сидоренко и др. выделяют Андрюкскую подзону, расположенную в северной части Бескесско-Марухской подзоны. Вопрос о целесообразности ее выделения спорный. Скорее всего, она является частью Бескесско-Марухской подзоны.

Уруштено-Ацгаринская подзона в западной части Передового хребта на юге граничит с Блыбским поднятием, а на севере с Бескесско-Марухской подзоной, которая в свою очередь сменяется Урупо-Кубанской. В бассейнах рек Большая и Малая Лаба северной границей Бескесско-Марухской подзоны является Северный разлом, отделяющий Передовой хребет от Шаукольской зоны. Указанные ограничивающие зоны (Блыбское поднятие и Шаукольская зона) сложены образованиями протерозоя — нижнего палеозоя, перекрытыми отложениями герцинского и альпийского циклов.

Граница между Уруштено-Ацгаринской и Бескесско-Марухской подзонами большинством исследователей проводится по Никитинско-Черемуховскому глубинному разлому раннегерцинского заложения (Кропачев, 1962).

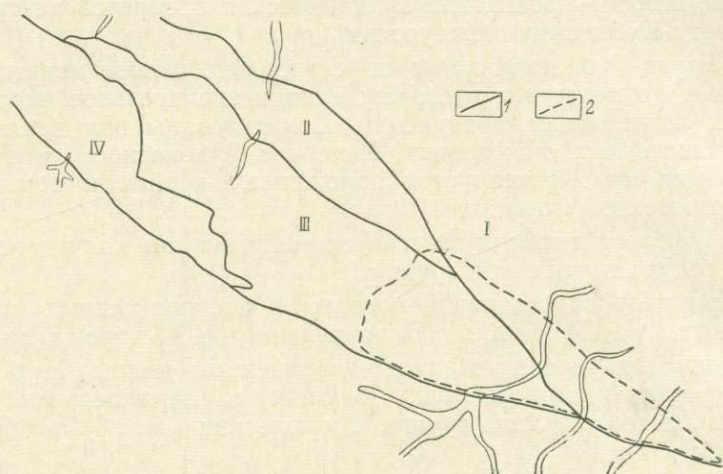


Рис. 8. Схема структурно-фациального районирования центральной части Передового хребта. Составили С. В. Савин и Н. А. Савченко.

1 — границы структурно-фациальных подзон: I — Урупо-Кубанская, II — Бескесско-Марухская, III — Уруштено-Ацгаринская, IV — Блыбская; 2 — граница Марух-Зеленчукской структурно-фациальной подзоны

### Геологическое строение

Основные вопросы геологического строения, магматизма и рудоносности рассматриваемых подзон освещены в работах В. Н. Робинсона, Д. С. Кизевальтера, Г. Д. Афанасьева, С. М. Кропачева, Е. А. Снежко, И. И. Грекова, В. И. Буадзе, Н. С. Скрипченко, Л. И. Яковлева, С. В. Савина, В. Ф. Сидоренко и других геологов. Их результаты в основных чертах сводятся к следующему.

1. Джентинские известняки в междуречье Большой и Малой Лабы имеют позднедевонский — раннекарбонный возраст (Кизевальтер, 1963; Омельченко и др., 1968), но не среднекембрийский, как это считалось В. Н. Робинсоном (1946 г.).

2. Вулканогенно-осадочные колчеданосные образования, подстилающие джентинские известняки, относятся к девонскому периоду.

3. Результаты геолого-стратиграфических исследований наряду с выяснением особенностей фациального состава девонских вулканогенно-осадочных толщ позволили выделить одновозрастные структурно-фациальные подзоны.

4. Определено место и время промышленного колчеданного оруденения. Оруденение сингенетично вмещающим вулканогенным толщам.

Уруштено-Ацгаринскую и Бескесско-Марухскую подзоны следует рассматривать как девонско-раннекарбонные постройки, испытавшие полное геосинклинальное развитие в девоне и незавершенное в раннем карбоне (в условиях вторичного прогибания после бретонской частичной консолидации). В геологическом строении подзон принимают участие разновозрастные образования, объединяемые в четыре структурных яруса:

1) каледонский ярус, сложенный кристаллическими сланцами первично-вулканогенной и осадочной природы. Породы этого яруса слагают Блыбскую и Шаукольскую зоны. Они широко развиты также в пределах Уруштено-Ацгаринской подзоны, где подстилают вулканогенно-осадочные образования раннегерцинского (девонского) структурного яруса; 2) раннегерцинский ярус, объединяющий вулканогенно-осадочные и терригенные образования девона и раннего карбона; 3) позднегерцинский структурный ярус, включающий средне-верхнекарбоновые и пермские молассовые отложения. Для данного яруса характерно проявление среднекарбоневой эффузивно-интрузивной магматической деятельности; 4) раннеальпийский структурный ярус, сложенный песчаниками, аргиллитами, алевролитами и известняками триаса и нижней юры. Взаимоотношения между структурными ярусами определяются угловыми несогласиями, выраженными в основаниях каждого из них.

Металлогеническую специализацию колчеданного оруденения в рассматриваемых подзонах определяют вулканогенно-осадочные образования девонского возраста, которые ниже подробно характеризуются.

Наиболее древние отложения девона представлены филлитизированными аргиллитами бахмуткинской свиты с подчиненным количеством песчаников и алевролитов. В филлитах залегают пластовые жилы субвулканических плагиоклазовых и авгит-плагиоклазовых порфиритов, а также дайки фельзитовых порфиров и габбро-диоритов. Отложения бахмуткинской свиты установлены лишь в Бескесско-Марухской подзоне в северо-западной ее части. В Уруштено-Ацгаринской подзоне бахмуткинской свите, возможно, соответствует толща кварц-хлоритовых и кварц-хлорит-эпидотовых сланцев и кварцитов.

Над бахмуткинской свитой располагается комплекс вулканогенно-осадочных образований кизилкольской свиты. Они развиты в обеих подзонах, но наиболее широко в Бескесско-Марухской. Взаимоотношения бахмуткинской и кизилкольской свит в местах их нормального стратиграфического соприкосновения характеризуются постепенными переходами. Мощность вулканогенной свиты 1300—1800 м в Бескесско-Марухской подзоне и 600—800 м в Уруштено-Ацгаринской.

В Бескесско-Марухской подзоне кизилкольскую свиту слагают следующие толщи (сверху вниз): 1) диабазы с прослоями плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов; 2) туфы основного состава с прослоями диабазов и кремнистых сланцев; 3) агломератовые лавы основного состава с прослоями диабазов и туфов основного состава; 4) плагиоклазовые и дацитовые порфириты с прослоями диабазов и кварцевых альбитофиров; 5) туфы основного состава с прослоями агломератовых лав. Обобщая наблюдения по строению кизилкольской свиты по разным разрезам почти все исследователи рассматривают в ее составе две подсвиты: нижнюю существенно лавовую и верхнюю туфолововую.

На площади Бескесско-Марухской подзоны отдельные члены кизилкольской свиты меняются по мощности, выпадают из разрезов или фациально замещаются другими. С. В. Савин, В. Ф. Сидоренко и др. показали, что на Андрюкском участке кизилкольская свита начинается толщей туфов основного состава, но на остальной территории Бескесско-Марухской подзоны в основании свиты расположена толща диабазов. Толща агломератовых лав, по данным этих геологов, на Андрюкском участке замыкает разрез кизилкольской свиты, тогда как за его пределами он располагается над туфами основного состава с прослоями диабазов и кремнистых сланцев.

В Уруштено-Ацгаринской подзоне в основании свиты развиты лавы кислого состава, слагающие толщу «пятнистых сланцев». Они пред-

ставляют собой интенсивно рассланцованные кварцевые альбитофиры и туфы кислого состава и перекрываются диабазами вышележащей толщи. Последняя в свою очередь залегает под толщей агломератовых лав основного состава. С ними ассоциируют прослои диабазов, плагиоклазовых порфиритов, кварцевых и пироксеновых порфиритов и кварцевых альбитофиров.

Агломератовые лавы в обеих подзонах перекрываются порфиритами и их туфами. Они замыкают разрезы кизилкольской свиты. В составе данной толщи принимают участие прослои диабазов, плагиоклазовых и дацитовых порфиритов, кварцевых альбитофиров, а также прослои туфов разной кислотности.

Над кизилкольской свитой в обеих подзонах располагаются туфогенно-осадочные образования картджуртской свиты средне-верхнедевонского возраста. В ее строении принимают участие две подсвиты, нижняя из которых туфогенная, а верхняя — осадочная с подчиненной ролью туфогенных пород.

Нижняя подсвита сложена кремнистыми сланцами и туфами кислого состава, выше по разрезу переходящими в туфы смешанного состава. Кремнистые сланцы и туфы кислого состава наиболее широко развиты в Бескесско-Марухской подзоне. Они представлены яшмами, кремнистыми туффитами, литокристаллокластическими туфами кислого состава и прослоями филлитов. Максимальная мощность подсвиты в Бескесско-Марухской подзоне 200 м. В Уруштено-Ацгаринской подзоне нижняя подсвита сложена туфами кислого и среднего состава, а также туффитами. Присутствуют покровы кварцевых альбитофиров, диабазов и порфиров. В Бескесско-Марухской подзоне нижняя подсвита венчается толщей туфов дацитовых порфиритов с линзами известняков, обнаруженных В. Ф. Сидоренко по балке Горелой.

Верхняя подсвита картджуртской свиты в основании сложена филлитами, являющимися границей между подсвитами. С ними ассоциируют прослои туфов среднего состава, туфопесчаников и кремнистых сланцев. Мощности осадков сильно варьируют. Наиболее полно эти образования представлены в Бескесско-Марухской подзоне, где достигают мощности 150—180 м. В Уруштено-Ацгаринской подзоне в основании верхней подсвиты развиты лишь филлиты.

Характерными образованиями верхней подсвиты картджуртской свиты являются уралитовые порфириты, образующие лавовые потоки, брекчии и туфы. Наиболее широко они распространены в Бескесско-Марухской подзоне, тогда как в Уруштено-Ацгаринской представлены в незначительном количестве или отсутствуют.

Над уралитовыми порфиритами в обеих подзонах располагается терригенная толща, сложенная филлитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Филлиты непосредственно перекрываются уралитовыми порфиритами, тогда как роль конгломератов постепенно возрастает вверх по разрезу. Эти образования наиболее широко развиты в Бескесско-Марухской подзоне, в Уруштено-Ацгаринской подзоне их роль минимальна.

Терригенно-карбонатные отложения перекрывают картджуртскую свиту и относятся к пастуховской свите верхнего девона и к низам кольтюбинской свиты раннего карбона. Эти отложения окаймляют Джентинскую синклиналь и наиболее полно развиты в ее южном и восточном бортах. В строении толщи намечается определенная закономерность. В основании отмечается тесное переслаивание известняков, туфопесчаников и аргиллитов. Выше господствующее положение занимают известняки. Толща замыкается сланцами, среди которых известняки пользуются подчиненным развитием. Мощность толщи 150 м.

Над известняковой толщей располагаются сильно метаморфизованные аргиллиты, алевролиты, туфопесчаники, редкие покровы пор-

фиритов, прослой туфов среднего состава. Они относятся к верхне-кольчубинской подсвете нижнего карбона. Мощность их варьирует от 400 до 800 м. В данной подсвете локализовано большое количество интрузивных образований. Среди них наибольшее развитие имеют серпентиниты, габбро, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты. К участкам наибольшего их развития приурочены интенсивно метаморфизованные биотитовые, биотит-серицит-хлоритовые и гранат-биотитовые сланцы. Здесь значительное развитие имеют также амфиболиты, образованные путем переработки как осадочных, так и магматических пород.

### *Тектоника*

Бескесско-Марухская и Уруштено-Ацгаринская подзоны параллельны друг другу и сочленяются по глубинному разлому. В северо-западных частях они имеют простирание  $300-330^\circ$ , а к востоку приобретают субширотную ориентировку. Для подзон в большинстве случаев характерна линейная складчатость, нередко осложняющаяся поперечной складчатостью.

В Лабинском районе оси почти всех складчатых структур рассматриваемых подзон имеют северо-западное простирание. Так, синклиналь балки Грушевой (Бескесско-Марухская подзона) имеет простирание оси  $310^\circ$ . Ядро синклинали сложено отложениями песчано-сланцевого горизонта картджуртской свиты, а крылья — вулканогенно-осадочными образованиями картджуртской и кизилкольской свит. Западное крыло структуры срезано Малоцицерским разломом. Подобными особенностями характеризуется синклиналь балки Водопадной. Ось складки ориентирована по азимуту  $340-350^\circ$ . Складки погружаются в северо-западном направлении. В северо-западной части Бескесско-Марухской подзоны выделяется Андрюкская синклиналь, ядро которой сложено терригенными отложениями картджуртской свиты. Восточное крыло складки осложнено Андрюкской меридиональной структурой, отчетливо фиксируемой в бассейне р. Большой Андрюк. На западе синклиналь перекрыта позднегерцинскими образованиями, образующими наложенную мульду. С. В. Савин, В. Ф. Сидоренко и др. в этой подзоне выделяют также Пцицерскую антиклиналь и синклиналь Малоцицерскую и балки Россышной.

В Уруштено-Ацгаринской подзоне самой крупной структурой является Джентинская синклиналь, центральная часть которой выполнена отложениями кольчубинской свиты. В крупном плане восточный борт Джентинской синклинали представляет собой часть пограничной зоны Бескесско-Марухской и Уруштено-Ацгаринской подзон. Об этом свидетельствует сопоставление разрезов кизилкольской и картджуртской свит восточного и западного крыльев синклинали. Так, к востоку от синклинали кизилкольская свита представлена мощным (1500—1800 м) комплексом вулканогенных пород (диабазы, плагиоклазовые и авгит-плагиоклазовые порфириды, агломератовые лавы, туфы), а картджуртская — сложно построенной толщей туфов разного состава, уралитовых порфиритов, глинисто-песчанистых сланцев и конгломератов. На западном крыле синклинали, приуроченном к Уруштено-Ацгаринской подзоне, мощности кизилкольской и картджуртской свит резко сокращены. Существенно меняется также их состав, многие члены выпадают из разрезов или резко сокращаются в мощностях.

Вдоль восточного борта Джентинской синклинали располагается антиклинальная складка балки Красной. Она имеет простирание  $330-340^\circ$  и ориентирована параллельно меридиональной зоне синвулканического разлома, прослеживающегося вдоль левого борта р. Красной. Положение этой синклинали подчеркивает ее приуроченность к границе Бескесско-Марухской и Уруштено-Ацгаринской подзон.

В. Ф. Сидоренко в приустьевой части р. Рожкао, на ее левом борту отмечает еще одну антиклинальную складку, ориентированную в северо-западном направлении. Ядро складки сложено диабазами кизилкольской свиты, а крылья туфогенно-осадочными образованиями картджуртской свиты. Эта структура в северо-восточной части срезана Никитинско-Черемуховским разломом, а на юго-востоке перекрыта отложениями позднегерцинского яруса.

Таким образом, пограничную зону между Уруштено-Ацгаринской и Бескесско-Марухской подзонами слагают несколько сегментов: 1) восточный борт Джентинской синклинали, представляющий собой четко выраженную длительно развивающуюся разломную зону, ограничивающую Пцицерское меридиональное поднятие с запада; 2) восточный борт Андрюкской меридиональной синклинали, также рассматривающейся в качестве разлома глубинного заложения. Следовательно, Джентинская синклиналь представляет собой составную часть Уруштено-Ацгаринской подзоны, а Андрюкская, вероятнее всего, Бескесско-Марухской. Обе синклинали должны рассматриваться как унаследованные структуры, возникшие на участках раннегерцинских грабенов в фундаменте. При этом Джентинский грабен с запада и востока ограничивался поднятиями фундамента, в пределах которых локализовались дифференцированные толщи девонских вулканитов. В современной структуре эти поднятия трассируются Пцицерской и Маркопиджской меридиональными зонами перепадов мощностей девонских и нижнекарбонных отложений, а также поясами развития разнотипных и разновозрастных интрузивных образований.

### *История развития и рудоносность*

В рассматриваемых подзонах широко проявился эффузивный и интрузивный магматизм. Первый имел место в основном в средневерхнедевонское время, когда была сформирована вулканогенная колчеданосная формация (кизилкольская свита). Слабое проявление эффузивного вулканизма отмечается также в раннем карбоне (кольчубинская свита). Интрузивный магматизм проявлялся неоднократно параллельно с эффузивной деятельностью в девоне и раннем карбоне и одновременно со складчатыми движениями на границах верхнего девона — раннего карбона (бретонская фаза) и раннего — среднего карбона (судетская фаза) в связи с посторогенной активизацией территории.

В среднекарбонное время были сформированы субвулканические и эффузивные породы андезит-липаритового состава.

Девонский вулканизм ознаменовался становлением кизилкольской преимущественно лавовой и картджуртской туфогенно-терригенной свит. Кизилкольская свита по составу в общих чертах соответствует спилит-кератофировой формации. В Бескесско-Марухской подзоне она представлена диабаз-альбитофировой, диабазовой, диабаз-андезит-альбитофировой и диабаз-андезитовой субформациями. В нижней подсвите кизилкольской свиты преобладают лавы основного состава при подчиненном развитии пирокластолитов и кислых дифференциатов, в верхней подсвите широко развиты туфогенные отложения, а также альбитофиры и дацитовые порфириды.

Пространственное размещение отдельных членов кизилкольской свиты находится в прямой зависимости от изменения мощностей формации в пределах рассматриваемых подзон. Так, в западной части Бескесско-Марухской подзоны на ее границе с Уруштено-Ацгаринской вдоль восточного борта Джентинского прогиба отмечается перепад мощностей вулканогенных образований. В связи с уменьшением мощности вулканогенной свиты в ее составе повышается роль кислых эф-

фузивов при одновременном уменьшении роли основных лав. Следовательно, прогиб, в настоящее время представленный Джентинской унаследованной синклиналью, с востока ограничивается поднятием. К поднятию мы склонны отнести и юго-западное бортовое выполаживание прогиба, входящее в состав Уруштено-Ацгаринской подзоны. К последней относится также Джентинская синклиналь, выполненная верхнедевонскими и нижнекарбовыми отложениями. Надо полагать, что в пределах синклинали мощность вулканогенной кизилкольской свиты будет максимальной.

В Бескесско-Марухской подзоне в отличие от Уруштено-Ацгаринской вулканизм начинается с образования сложно построенной пачки диабазов, порфиритов и агломератовых лав. В сторону поднятия в этой пачке возрастает роль кислых эффузивов, тогда как к востоку мощности увеличиваются при уменьшении роли кислых эффузивов. В северо-западной части подзоны, выделенной С. В. Савиным, В. Ф. Сидоренко и др. в качестве Андрюкской подзоны, данная пачка пород занимает господствующее положение. В этой части ее мощность до 350 м, в пределах Бескесского рудного поля, расположенного на участке поднятия, она имеет мощность до 200 м, а в Уруштено-Ацгаринской подзоне мощность резко уменьшается и в основании пачки залегают не основные, а кислые эффузивы.

На подобные закономерности указывают Е. А. Снежко и И. И. Греков (1964), заметившие закономерное увеличение мощности эффузивной толщи кизилкольской свиты с северо-востока на юго-запад. При этом в северо-западной (балка Грушевая) и восточной (балка Горелая) частях Бескесско-Марухской подзоны мощности минимальные, тогда как в центральной части они достигают максимума. Участку максимальной мощности вулканитов, вероятно, соответствует субвулканический прогиб, в пределах которого происходило накопление основных лав. Эта общая закономерность подчеркивается следующими особенностями локализации отдельных членов кизилкольской свиты: 1) горизонт диабазов (основание кизилкольской свиты), по данным Е. А. Снежко и И. И. Грекова (1964), на северо-западе (балка Грушевая) имеет мощность 70—80 м, в центральной части подзоны — около 250 м, а к востоку (балка Горелая) выклинивается; 2) горизонт кварцевых диабазов и порфиритов на северо-западе подзоны имеет мощность 250 м, а на востоке 350 м. В центральной части подзоны мощность достигает 460 м (Снежко, Греков, 1964); 3) агломератовые лавы и лавобрекчии основного состава, приуроченные к верхам горизонта кварцевых диабазов, увеличиваются в мощности к востоку, тогда как в пределах Пцицирского поднятия их мощность минимальная, до выклинивания. В Уруштено-Ацгаринской подзоне пачка сложена порфиритами и их туфами и имеет минимальную мощность. В этой подзоне отдельные члены кизилкольской свиты выпадают из разрезв или резко уменьшаются в мощности.

Картджуртская свита сложена туфогенно-терригенной формацией с туфогенно-лавовой (туфы кислого состава, плагиоклазовые порфириты, кремнистые сланцы), туфогенно-терригенной (туфы среднего состава, туфопесчаники) и флишиодно-терригенной субформациями. На поднятиях, прилегающих к Джентинскому прогибу, кизилкольская свита перекрывается туфами кислого состава с прослоями плагиоклазовых порфиритов и кремнистых сланцев. В прогибе над вулканогенными отложениями залегают туфы среднего состава, туфоконгломераты и туфопесчаники. Наибольшей мощности, около 800 м, отложения туфогенно-терригенной формации достигают на поднятии, прилегающем к прогибу с востока. Вероятно, в картджуртское время на данном участке располагался вулкан центрального типа, образовавший насыпной конус.

В Уруштено-Ацгаринской подзоне туфогенно-кремнистая надвулканогенная формация картджуртской свиты имеет сокращенные мощности. По-видимому, в кизилкольское и картджуртское время эта подзона проявляла тенденцию к поднятию, чем и отличалась от прилегающей с северо-востока Бескесско-Марухской подзоны.

Верхняя подсвита картджуртской свиты характеризуется распространением уралитовых порфиритов, их лавобрекчий и туфов. В распределении этих образований намечается определенная закономерность: на Андрюкском участке их мощность достигает 200—250 м, в пределах Пцицерского поднятия 70—90 м, в Уруштено-Ацгаринской подзоне 80 м.

Начальные проявления вулканизма в Бескесско-Марухской подзоне ознаменовались излияниями основных лав и им подчиненных кислых дифференциатов, количество которых возрастает в восходящих направлениях разрезов. В Уруштено-Ацгаринской подзоне вначале изливались лавы кислого состава.

Время образования верхней подсвиты кизилкольской свиты характеризовалось меньшей амплитудой прогибания ложа геосинклинального бассейна. К этому времени относится формирование агломератовых лав основного состава и широкое проявление эксплозивной деятельности. С ними пространственно ассоциируют пироксеновые, плагиоклазовые и кварцевые порфириты. Чередование в верхней подсвите кизилкольской свиты лав и пирокластических образований дает возможность говорить о ритмичности развития вулканизма. В конце кизилкольского времени роль пирокластических образований усиливается и намечается качественное изменение характера вулканизма.

Выражением нового этапа развития вулканической деятельности является картджуртская свита, сложенная туфами смешанного и кислого состава, а также осадочными породами. В картджуртское время происходило также образование толщ уралитовых порфиритов, представляющих собой новый акт вулканической деятельности. Лавовые потоки уралитовых порфиритов перекрываются туфами и туфобрекчиями того же состава. К верхам картджуртской свиты вулканическая деятельность затухает. Этому периоду соответствует начало воздымания ложа геосинклинали и отложение грубообломочного материала регрессивной природы. В свою очередь это время соответствует началу проявления первых движений, связанных с бретонским тектогенезом. К данному периоду надо относить внедрение субвулканических даек диабазов, кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов. Их локализация происходила в пределах синвулканических поднятий, где развиты дифференцированные толщ вулканитов меньшей мощности.

Качественное изменение в характере развития подзон имело место после картджуртского времени и выразилось в формировании терригенных и карбонатных отложений пастуховской свиты ( $D_3-C_1$ ). Ее образование происходило параллельно с проявлением бретонской конседиментационной складчатости, обусловившей частичную консолидацию девонских образований. С середины раннего карбона произошло повторное прогибание ложа геосинклинали, отчетливо проявленное на участках синвулканических прогибов. Одним из примеров таких структур служит Джентинский синвулканический прогиб, расположенный в пределах Уруштено-Ацгаринской подзоны. Здесь произошло накопление терригенных и вулканогенных образований, по возрасту относимых к верхам раннего карбона (кольтюбинская свита). Магматизм этого времени проявился в эффузивной и интрузивной форме. Первый ознаменовался излияниями лав основного состава, второй — становлением интрузивных тел серпентинитов, гранодиоритов, кварцевых дио-

ритов и плагиогранитов. Они секут кольчюбинскую свиту нижнего карбона, а их гальки встречаются в среднекарбонных конгломератах. Следовательно, можно говорить о нижнекарбонной эффузивно-интрузивной формации, сформированной в конце раннегерцинского этапа и подчеркивающей заключительную стадию развития геосинклинального магматизма.

Породы кольчюбинской свиты ( $C_1$ ) в результате воздействия нижнекарбонных кислых интрузивных образований претерпели контактовые изменения, соответствующие альбит-хлорит-эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Время метаморфизма соответствует верхам раннего карбона, когда в период судетской складчатости происходила консолидация раннегерцинского структурного яруса и завершилась интрузивная деятельность нижнекарбонного магматического цикла.

Контактовые метаморфические процессы наложены на зеленокаменный среднетемпературный региональный метаморфизм. Проявления этих двух типов метаморфизма разобщены этапом становления базит-плагиогранитной нижнекарбонной формации. При этом верхней возрастной границей зеленокаменного среднетемпературного регионального метаморфизма надо считать нижний карбон, в частности, время завершения тектонических движений бретонской орогенетической фазы, а временем контактового метаморфизма — судетскую фазу складчатости. Влиянию указанных фаз складчатости подвергались руды Бескесского и Быковского колчеданных месторождений, что подтверждается возрастом серицитов метаморфизованных месторождений, определенным калий-аргоновым методом (Буадзе, 1970).

Колчеданное оруденение в пределах рассматриваемых подзон представлено залежами сплошных колчеданных руд (Бескесское и Быковское месторождение) и зонами кварц-серицитовых сульфидизированных метасоматитов. В первом типе сосредоточены запасы меди, цинка и других элементов, тогда как второй тип содержит лишь убогую вкрапленность пирита и незначительное количество халькопирита и сфалерита.

Тела сплошных колчеданных руд и большинство зон сульфидоносных метасоматитов залегают согласно с вмещающими породами. В редких случаях кварц-серицит-пиритовые метасоматиты образуют секущие зоны, приуроченные к разломам северо-западного простирания. Согласно зонам метасоматитов образуют как самостоятельные тела, так и локализуются вдоль зальбандов залежей сплошных колчеданных руд.

Геологическая позиция колчеданного оруденения подчеркивается приуроченностью рудных тел к кизилкольской свите среднедевонского возраста. Рудные залежи при этом локализованы на границе двух ее подсвит. Оруденение сосредоточено в дифференцированных толщах вулканитов. Тектоническая позиция рудоносных участков определяется их приуроченностью к синвулканическим поднятиям, которые в свою очередь служат ареной накопления дифференцированных вулканитов. В качестве таких структур рассматриваются площади, прилегающие к Джентинской синклинали с востока и запада. В пределах первого из них локализованы Бескесское и Быковское месторождения, тогда как второй пока служит объектом понсковых работ.

### МАРУХ-ЗЕЛЕНЧУКСКАЯ ПОДЗОНА

Данная подзона простирается от верховьев р. Кяфар на западе до бассейна р. Теберда на востоке (рис. 9). Основанием для ее выделения послужил особый характер образующих подзону нижнекаменноугольных отложений, представленных вулканогенными породами, а

также большим количеством гипабиссальных интрузий, комагматичных эффузивам. Тектоническое положение подзоны характеризуется близостью к Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне, что во многом определяет особенности внутреннего ее строения, магматизма и рудоносности.

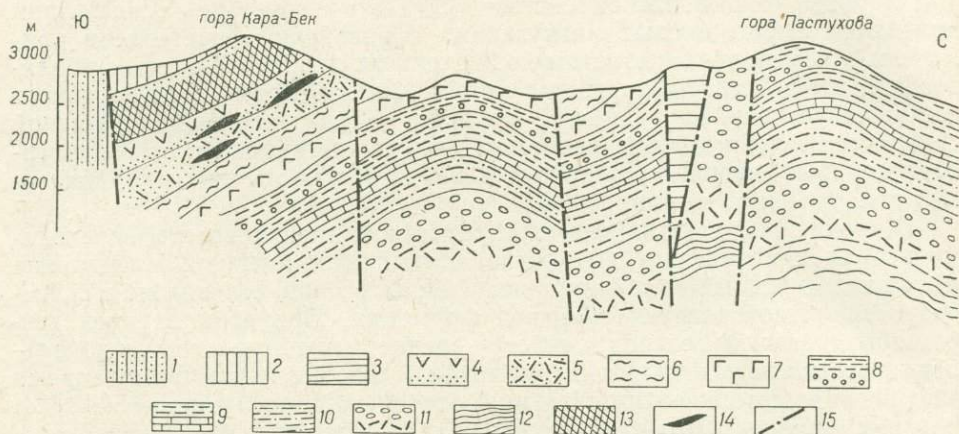


Рис. 9. Схематический геологический разрез Марух-Зеленчукского рудного района. По В. И. Буадзе.

1 — нерасчлененные отложения нижней перми, красноцветные конгломераты, песчаники; 2 — нерасчлененные отложения среднего карбона, конгломераты, песчаники, сланцы; 3 — нерасчлененные отложения нижнего карбона, филлиты, тонкозернистые песчаники; нижний карбон, кольчубинская свита: 4 — базальтовые, андезитобазальтовые и андезитовые порфириты, кристаллокластические туфы основного состава; 5 — тонкообломочные туфы, туффиты, туфопесчанки, филлиты, кварцсерицитовые сланцы; 6 — песчаники, алевролиты, филлиты, туфы; 7 — базальтовые и андезитобазальтовые порфириты; 8 — конгломераты, филлиты, известняки; девонские отложения, пастуховская свита: 9 — филлиты, алевролиты, известняки; 10 — кварцевые песчаники, известняки; кардждюрская свита: 11 — рассланцованные конгломераты, туфы кварцевых альбитофиров; 12 — филлиты, песчаники, алевролиты; 13 — диоритовая пластовая интрузия; 14 — рудные зоны; 15 — разломы

### Геологическое строение

В геологическом строении подзоны принимают участие девонские и нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные образования, а также верхнепалеозойские (средний карбон — нижняя пермь) молассы и мезозойские (нижнеюрские) терригенные отложения.

Рудовмещающими являются нижнекаменноугольные отложения, образующие кольчубинскую свиту, согласно залегающую на девонских отложениях. В разрезе свиты четко выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита представлена конгломератами, филлитами и песчаниками с прослоями известняков (мощность 50—350 м). Области развития конгломератов обычно располагаются вблизи северной и южной границ подзоны. В известняковой гальке из конгломератов, по данным С. М. Кропачева, содержатся органические остатки, по возрасту переходные от верхнего девона к нижнему карбону.

В составе верхней подсвиты преобладают вулканогенно-осадочные образования; она имеет четко выраженное трехчленное строение. Нижняя толща верхней подсвиты представлена эффузивами среднего (в меньшей степени основного) состава с подчиненными согласными телами альбитофиров. В районе горы Малый Карабек в них фиксируется большое количество согласных и субсогласных залежей диоритов. Приблизительно в средней части разреза толщи отмечаются многочисленные мелкие участки пиритизированных эффузивов. Мощность толщи колеблется от 10 до 300 м. Средняя толща залегает согласно на породах нижней и представлена чередованием пачек алевролитов, фил-

литов, туфов основного состава и туффитов мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Кроме того, отмечаются пласты мраморов и покровы основных эффузивов. В средней части разреза залегают Северная и Линевская зоны пиритизации. Мощность толщи 300—1100 м. Верхняя толща, как и нижняя, существенно эффузивная, с той разницей, что ее слагают породы преимущественно основного состава. Верхи толщи неизвестны. Мощность сохранившейся части разреза превышает 1000 м. Характерной особенностью толщи является насыщенность ее согласными и субсогласными интрузиями габброидов, иногда значительных размеров (Зеленчукская интрузия, интрузия горы Большой Карабек и др.). Толща вмещает большое число зон колчеданной минерализации (Карабекское проявление, Восточная, Водопадная, Кяфар-Агурская зоны, зоны Вингури и др.).

### **Тектоника**

В тектоническом отношении описываемая площадь характеризуется многоярусным строением, что является следствием длительного ее развития. Южной границей Марух-Зеленчукской подзоны является главный шов Пшекиш-Тырныаузского разлома. Северная граница подзоны скрыта под мезозойскими породами.

В разрезе докайнозойских образований подзоны выделяются три структурных этажа: раннегерцинский, позднегерцинский и киммерийско-альпийский. Первый образован среднепалеозойскими образованиями, второй — осадками верхнего палеозоя, третий — мезозоя.

Строение раннегерцинского этажа характеризуется наибольшей сложностью, обусловленной наличием многочисленных пликативных и дизъюнктивных нарушений. Подзона располагается на восточном окончании Лабинского синклиория — крупной структуры общекавказского направления, осложненной в описываемом районе складками высоких порядков. К их числу относятся следующие продольные складки: 1) Чиликская синклиналь, располагающаяся в центральной части синклиория (западная часть подзоны); 2) Архызская антиклиналь и Абишира-Ахубская синклиналь; 3) Марухская синклиналь; 4) Пастуховская антиклиналь (Марухский участок подзоны); 5) Тебердинская синклиналь и расположенная севернее Гидамская синклиналь (Тебердинский участок подзоны).

Наиболее крупной разрывной структурой является главный шов Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома. К его же системе, видимо, следует относить и Архызский продольный разлом, расположенный севернее. Из других нарушений необходимо отметить Касаевский разлом, располагающийся в бассейне рек Маруха — Зеленчук в северной части подзоны. Восточным продолжением разлома на водоразделе рек Аксаут — Маруха является Центральный разлом. На крайнем востоке участка имеется Джазлыкский разлом, разграничивающий отложения среднего и верхнего палеозоя. К поперечным разрывным структурам относится Марухский разлом (правобережье р. Марухи), имеющий простирание около 55°.

Породы позднегерцинского структурного этажа имеют более спокойные элементы залегания, а складчатые дислокации — широкий размах крыльев. Главные из них — Урупская синклиналь, примыкающая к подзоне с запада, и Аксаутский поперечный прогиб, разделяющий Марух-Зеленчукский и Тебердинский участки подзоны. Образование киммерийско-альпийского структурного этажа (нижнеюрские терригенные образования) залегают с резким угловым несогласием на более древних породах. Наиболее широко они развиты в пределах Архызской депрессии, где смяты в ряд складок, иногда с опрокидыванием крыльев. На остальной части площади отложения этого возраста залегают большей частью моноклинально.

Магматические образования Марух-Зеленчукской подзоны весьма разнообразны и представляют собой тесную ассоциацию интрузивных и эффузивных образований.

Интрузивные породы были объединены Ю. Н. Хильтовым в коагматическую ассоциацию, названную им Архызским интрузивным комплексом. Этому комплексу или некоторым его членам посвящены многочисленные публикации (Соболев, 1952; Каденский, 1956; Хильтов, 1959 и др.). Эффузивные толщи нижнего карбона изучены несравненно слабее, их описание можно найти преимущественно в геологических отчетах и т. п.

*Эффузивный магматизм.* Эффузивный магматизм в нижнекаменноугольное время развивался в три основные фазы, соответствующие трем выделенным толщам верхней подсветы кольчужинской свиты. В первую фазу произошло формирование толщи эффузивов среднего и основного состава. Во многих местах в ее разрезе четко выделяются покровы с подушечной макротекстурой. Вторая фаза характеризуется резким усилением эксплозивной деятельности, в результате чего в разрезе средней толщи пирокластический материал присутствует в большом количестве (в бассейне р. Марухи от 10 до 30%), образуя крупные пачки туфов основного состава и туффигов мощностью от первых десятков до сотен метров. Третья фаза, как и первая, существенно эффузивная. Ей отвечает мощная толща базальтовых, в меньшей степени андезитовых лав как с массивной, так и с подушечной макротекстурой.

Основные и средние эффузивные породы являются доминирующими. Их макроскопическое разделение проводится трудно из-за интенсивной альбитизации, хлоритизации, эпидотизации и амфиболитизации.

Базальтовые порфириты обладают афировой или порфировой структурой. Порфиновые вкрапленники (до 10% объема породы) представлены пироксеном (обычно диопсид) и плагиоклазом (альбит-олигоклаз № 10—15). Основная масса представлена беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза с заключенными между ними продуктами метаморфического преобразования стекла (хлорит, минералы группы эпидота, актинолит и т. п.), реже полуразложенного пироксена. Акцессорные минералы представлены ильменитом, лейкоксеном и рутилом.

Андезитовые порфириты могут быть также как порфировыми, так и афировыми. Порфиновые вкрапленники представлены альбитом-олигоклазом (№ 9—12); основная масса (апоинтерсертальная или апогиалопилитовая) сложена войлоком мелких игл или более крупными кристаллами кислого плагиоклаза; базис представлен хлоритом, актинолитом, минералами группы эпидота и т. п.

Спекшиеся туфы дацитового состава представляют собой массивные плотные серо-зеленые породы, имеющие витрокластическую структуру. Обломки стекла зонально окрашены в бурый цвет. Стекло в обломках раскристаллизовано в микрофельзитовую массу с небольшой примесью землистого эпидота. Отмечаются также обломки габброидов, сильно измененных спеканием. Цементирующая масса представлена тонкообломочным слабополяризующим материалом.

Туфы основного состава имеют кристаллокластическую структуру, состоят из плохо отсортированных обломков альбита-олигоклаза (№ 7—17), часто серицитизированных, соссуритизированных и цементирующей массы, сложенной хлоритом, эпидотом и актинолитом.

Субвулканические проявления наиболее широко распространены среди продуктов первой и третьей фаз эффузивного магматизма; они представлены породами среднего, основного и кислого состава. Первые представлены диабазами и микродиоритами. Микродиориты зале-

гают в разрезе первой толщи. Диабазы впервые описаны Л. И. Яковлевым, а также А. А. Хамуди под названием габбро-диабазов. Они слагают пластовые тела мощностью от 1 до 20 м (по другим данным не более 10—12 м) и протяженностью до первых сотен метров. Контакты их с вмещающими породами, как правило, ровные, четкие.

Кислые субвулканические породы, по-видимому, не имеют эффузивных аналогов (если не считать витрокластических туфов); среди них выделяются кварцевые альбитофиры. Их количество в общем невелико и не превышает по отдельным разрезам первых процентов, а в некоторых пересечениях описываемые породы почти отсутствуют. Мощность их обычно 0,2—5 м, протяженность 10—100 м.

*Интрузивный магматизм.* Интрузивные породы широко распространены в Марух-Зеленчукской подзоне, занимая от 50% ее площади на западе (бассейны рек Кяфар-Агур — Архыз) до 5—7% в восточной части. Они представлены полным набором от ультрабазитов до гранитоидов; их внедрение связано с раннегерцинскими движениями (судетская фаза складчатости).

Ультрабазиты представлены сильно серпентинизированными перидотитами, реже пироксенитами. Наиболее крупные интрузии находятся в верховьях Кяфара и районе Архыза, где на больших площадях подстилаются габброидами, при этом в плане последние создают кольцевое обрамление ультраосновных пород. Среди них встречаются неизменные участки, сложенные лерцолитами и гарцбургитами. Гарцбургиты состоят из крупных кристаллов ромбического пироксена (частично замещенного биотитом), погруженного в оливиную массу, лерцолиты — из почти нацело серпентинизированного оливина, а также из моноклинного пироксена (диопсида) с незначительной примесью ромбического пироксена. Серпентиниты, образующиеся за счет отмеченных разностей, сложены в основном антигоритом, в меньшей степени тальком, баститом, реликтами оливина и пироксена. Кроме того, присутствуют хлорит, эпидот, карбонат и магнетит.

Габброиды (габбро и габбро-диориты) — одни из наиболее широко распространенных интрузивных пород подзоны и слагают крупные лопполитообразные и линзообразные тела. На примере лопполита горы Большой Карабек отчетливо видна его приуроченность к синклинальной структуре. По направлению к периклинальной части складки интрузия распадается на ряд согласных маломощных залежей, которые вскоре выклиниваются. Габбро и габбро-диориты различаются лишь по содержанию темноцветных минералов и их разделение несколько условно. Более точное определение может быть дано на основании анализа их химического состава. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из роговой обманки (25—30%), моноклинного пироксена (до 5%), хлорита (10—20%), обычно сосюритизированного кислого плагиоклаза (40—55%) и минералов группы эпидота. Кроме того, изредка отмечается оливин (в основании интрузий).

К описанным породам примыкают диориты, слагающие либо отдельные неправильные участки и секущие жилы, залегающие среди габброидов, либо самостоятельные согласные интрузивные залежи мощностью 10—70 м, к которым, например, относятся диориты горы Малый Карабек. Они состоят из роговой обманки (20—30%), сосюритизированного альбита (50—65%), хлорита (3—5%) и эпидота (до 5%). Структура породы гипидиоморфнозернистая. Отмечаются также лейкократовые диориты; содержание роговой обманки в них не более 3—5%.

Кислые интрузивные породы представлены широкой гаммой разновидностей от кварцевых диоритов и гранодиоритов до гранофилов.

Являясь производными базальтоидной магмы, кварцевые диориты — гранодиориты представляют собой продукты заключительных

фаз нижнекарбонатового интрузивного магматизма, сформировавшего пеструю по составу ассоциацию пород Карабекского (Архызского) интрузивного комплекса. Наиболее крупной интрузией является Чиликский массив кварцевых диоритов и гранодиоритов, занимающий площадь около 11 км<sup>2</sup> и залегающий согласно с вмещающими породами.

Плагииграниты развиты в пределах Марух-Зеленчукской подзоны повсеместно, залегая согласно с вмещающими породами. Наиболее мощное тело зафиксировано у оз. Кяфар (мощность 300 м, протяженность 1 км). По данным В. Ф. Сидоренко, в этом районе они прорывают гранодиориты. В Марухском районе плагииграниты имеют интрузивный контакт с габброидами Большого Карабека. Они характеризуются массивным обликом, розовато-серой, оранжево-розовой окраской и состоят из порфирированных вкрапленников альбита № 5—10, реже кварца (в сумме 3—5%), а также основной массы, имеющей микрофелизитовую и аллотриоморфнозернистую структуру и сложенной альбитом (50—55%), кварцем (30—33%) и серицитом (10—15%).

Сиенит-диориты стоят особняком среди изверженных пород района. Они слагают крупное тело в верховьях р. Кяфар-Агур, где имеют активные контакты с гипербазитами и габброидами и обнажены в небольшом эрозионном окне среди верхнепалеозойских конгломератов. Для них характерны пестрота состава, что проявляется в частой смене лейкократовых и меланократовых разностей, и порфириовидная структура. Микроструктура пород монцититовая. В составе породы преобладают кислые плагиоклазы (серицитизированный), калиевый полевой шпат (иногда пертитовый) и амфибол.

Рассматриваемые ниже петрохимические особенности пород даются в основном по результатам изучения изверженных пород Карабекского участка. При этом были использованы 37 результатов химических анализов и несколько сот спектральных анализов эффузивных, интрузивных образований, а также гидротермально измененных пород.

На рис. 10 отчетливо видно, что по положению фигуративных точек, а следовательно, и по химическому составу породы разделяются на три группы: кислые, средние — основные и ультраосновные.

Кислые породы (плагииграниты, альбитофиры) относятся к категории пересыщенных кремнекислотой, богатых щелочами пород, с преобладанием натрия над калием, что свидетельствует об их связи с базальтоидной магмой.

Средние и основные породы образуют наиболее многочисленную группу. На рис. 10 выделено три главных поля точек, соответствующих эффузивам нижней и верхней толщ, а также интрузивным породам горы Большой Карабек. Все эти породы характеризуются резким преобладанием натрия над калием. Эффузивы нижней толщи соответствуют ряду андезит — базальт с преобладанием первых и переходных разностей. Обращает на себя внимание широкий интервал колебаний содержания щелочей и полевошпатовой извести.

Вулканыты верхней толщи дают более компактные поля, что говорит о меньшем колебании содержания щелочей и извести в алюмосиликатах, а также железа с магнием в темноцветных минералах. Как и породы нижней толщи, данные эффузивы укладываются в рамки ряда андезит — базальт. Пирокластические породы средней толщи сходны по составу с большей частью вышележащих эффузивов. Габброиды Большого Карабека по химизму наиболее близки к эффузивам верхней толщи, но с той разницей, что в них меньше щелочей и больше извести, что, вероятно, связано с меньшей степенью альбитизации плагиоклаза. Интересно, что габброиды Архызского района (Демин,

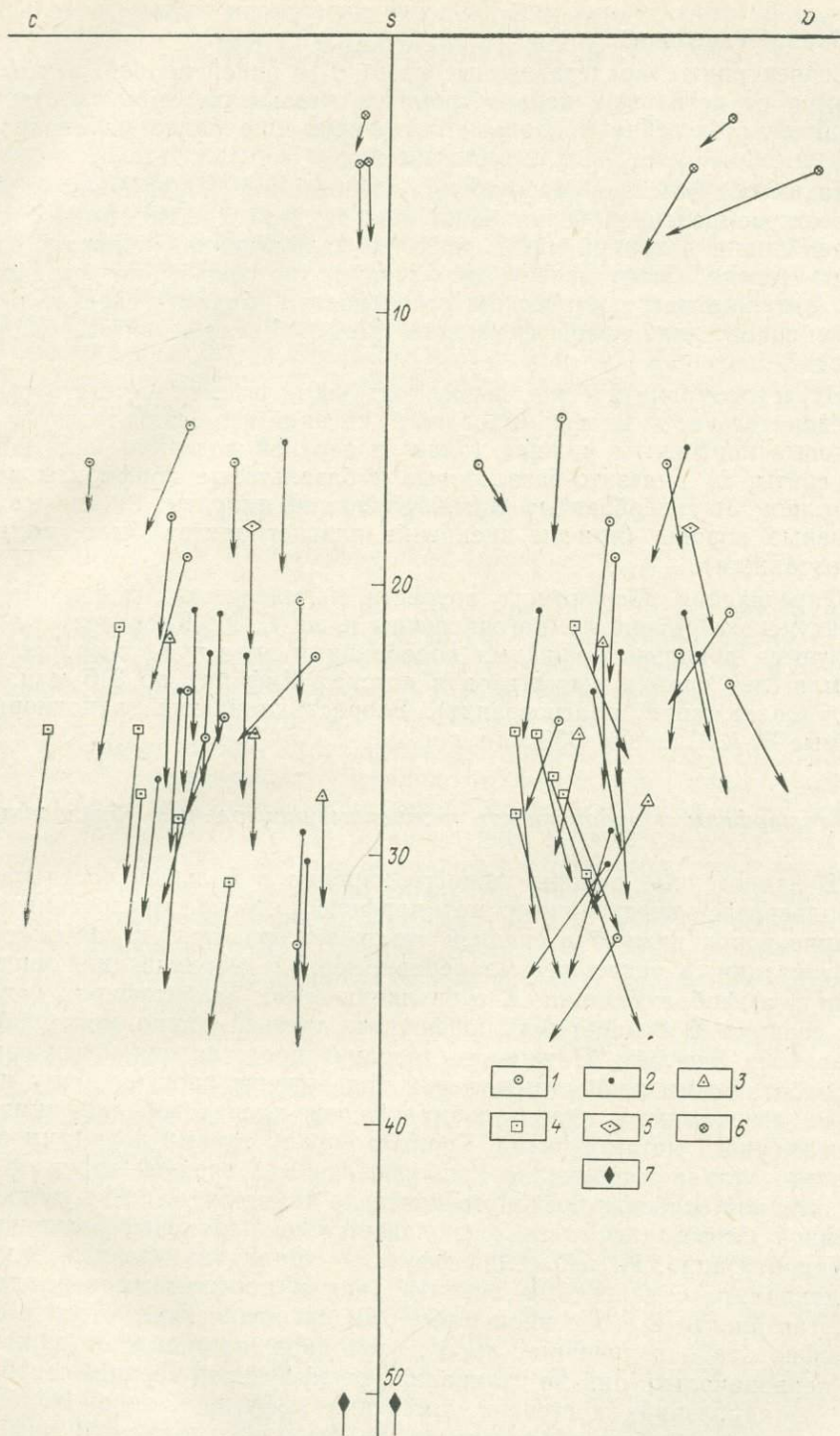


Рис. 10. Векторная диаграмма химического состава изверженных пород Марухского участка.

Эффузивы: 1 — первой толщи, 2 — третьей толщи; 3 — туфы второй толщи; 4 — габброиды горы Большой Карабек; 5 — диориты горы Малый Карабек; 6 — кислые изверженные породы; 7 — гипербазиты

Сида, 1969) отличаются еще большей известковистостью и меньшим содержанием щелочей.

Серпентиниты, представленные на рис. 10 одной пробой, резко отличаются от остальных пород, промежуточные разности отсутствуют. Гипербазиты бассейна р. Большой Зеленчук еще более меланократовые и на рис. 10 располагались бы еще ниже.

Таким образом, вся совокупность изверженных пород принадлежит к известково-щелочной серии. Наиболее близкой к положению усредняющей линии в правой части является вариационная кривая типа Сиерра-Невада. Эффузивные образования по геолого-петрографическим, а также петрохимическим особенностям, видимо, следует относить к спилит-диабазовой формации, довольно слабо дифференцированной.

Изучение магматических пород подзоны позволяет наметить такую последовательность их формирования: 1) андезито-базальтовые и андезитовые порфириты нижней толщи и верхней подсвиты кольчубинской свиты; 2) андезито-базальтовые и базальтовые порфириты верхней толщи; 3) гипербазиты; 4) габброиды; 5) диориты; 6) кислые интрузивные породы (причем внедрение плагиигранитов было, видимо, многоэтапным).

Определения абсолютного возраста магматических пород Марух-Зеленчукского района немногочисленны и, по С. М. Кропачеву, характеризуются довольно большими колебаниями значений возраста: от 357 млн. лет (дайка пегматитов в истоках Кяфара) до 315 млн. лет (биотитсодержащий плагиигранит). Возраст чиликских гранодиоритов (данные Е. А. Снежко) 330 млн. лет.

### *Метаморфизм и рудоносность нижнекаменноугольных образований*

Вулканогенные породы нижнего карбона в большей части разреза подверглись интенсивному метаморфическому преобразованию. Изменение пород нижней и средней толщ заключается в повсеместной альбитизации, а также весьма неравномерной хлоритизации, эпидотизации и амфиболитизации. В субвулканических альбитофирах появляется серицит. В базальтовых порфиритах третьей толщи метаморфизм проявлялся зонально. Нижняя ее половина представлена почти нацело переработанными разностями, верхи подвержены лишь слабому изменению, отвечающему кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленокаменного метаморфизма. Граница между такими породами сравнительно четкая и проходит приблизительно в средней части толщи. Характерной особенностью этого контакта является то, что в непосредственной близости от него располагается подавляющее большинство зон пиритизации. Измененные эффузивы состоят из хлорита, эпидота и актинолита с реликтами альбита (как в порфировых вкрапленниках, так иногда и в основной массе). В них отмечаются участки сравнительно слабо измененных пород, благодаря чему можно заключить, что первоначально они не отличались от эффузивов верхней части толщи. Такая разница в степени изменения эффузивов одной и той же толщи не может быть объяснена за счет регионального метаморфизма. Гораздо вероятнее, что изменения связаны с пропицитизацией толщи. В этом случае становится понятным присутствие в верхах колонки измененных пород зон пиритизации. Время формирования как пиритизированных пород, так и пропицитов было близким ко времени отложения пород самой толщи, при этом внедрение габброидов горы Большой Карабек происходило в пострудное время.

## КОЛЧЕДАННЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Колчеданное оруденение в Передовом хребте связано с проявлениями базальтоидного магматизма девонского и нижнекарбонового времени. Месторождения и рудопроявления локализованы преимущественно в дифференцированных субформациях на площадях максимальной вулканической активности. К настоящему времени в зоне Передового хребта выявлены следующие рудные районы и месторождения: в Картджуртской подзоне — Худесский (Худесское месторождение), в Урупо-Кубанской — Кубано-Даутский (Даутское месторождение) и Урупский (Урупское, Скалистое, Первомайское, Власинчихинское месторождения), в Бескесско-Марухской и Уруштено-Ацгаринской — Больше-Лабинский (Бескесское и Быковское месторождения), в Марух-Зеленчукской — Марух-Зеленчукский (Карабекское месторождение).

### ХУДЕССКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

#### *Геологическое строение*

Худесское медноколчеданное месторождение и ряд окружающих его рудопроявлений приурочены к девонской вулканогенной формации в срединной части Передового хребта Северного Кавказа. В составе формации имеются две главные петрохимические ассоциации лав: спилитовая и андезитово-дацитовая. Туфогенно-осадочные породы по сравнению с лавами играют второстепенную роль и, в частности, в районе Худесского месторождения составляют не более 10% видимого разреза толщи. Спилиты в этом районе не образуют основную часть кизилкольской свиты (около 70%), а постепенно вытесняются лавами андезитового состава как западнее в долине р. Чемарткол, так и восточнее р. Малки. Химические анализы большого числа проб спилитов показали их постоянный химический состав во всех участках свиты. Для лав андезитовой группы, наоборот, характерно наличие нескольких разновидностей, определенных как андезитовые, андезит-дацитовые и дацитовые порфириты.

Спилиты и тесно ассоциированные с ними вариолиты образуют несколько мощных покровов, последовательно сменяющих друг друга в разрезе (рис. 11). Общая мощность покровов наибольшая на Худесском месторождении (около 1500 м), к востоку и западу она быстро снижается (до 200 м).

В спилитовой ассоциации лав выделяется два самостоятельных типа: собственно спилиты и диабазовые порфириты. Спилиты по макроструктурным особенностям представляют собой типичные «pillan lava» с выделениями сургучных радиолариевых яшм и розовых известняков между «подушечными» блоками. Диабазовые порфириты образуют небольшие покровы массивного сложения и отличаются от спилитов равномерной раскристаллизованностью.

Сравнение химических анализов диабазов и спилитов показывает, что в диабазах отношение  $\text{CaO}/\text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , характеризующее содержание анортита, равно 2,7, в спилитах 0,5—0,7. Следует также отметить значительное преобладание  $\text{Fe}^{2+}$  над  $\text{Fe}^{3+}$  в диабазах по сравнению со спилитами, что объясняется отсутствием окислительных процессов при образовании диабазов.

В вулканогенной толще выделяются три генетических типа вулканогенно-осадочных пород: 1) вулканотерригенные — вулканомиктовые конгломератобрекчии, 2) вулканокластические — лапиллиевые и псаммитовые туффиты и 3) смешанный тип, представленный яшмовидными

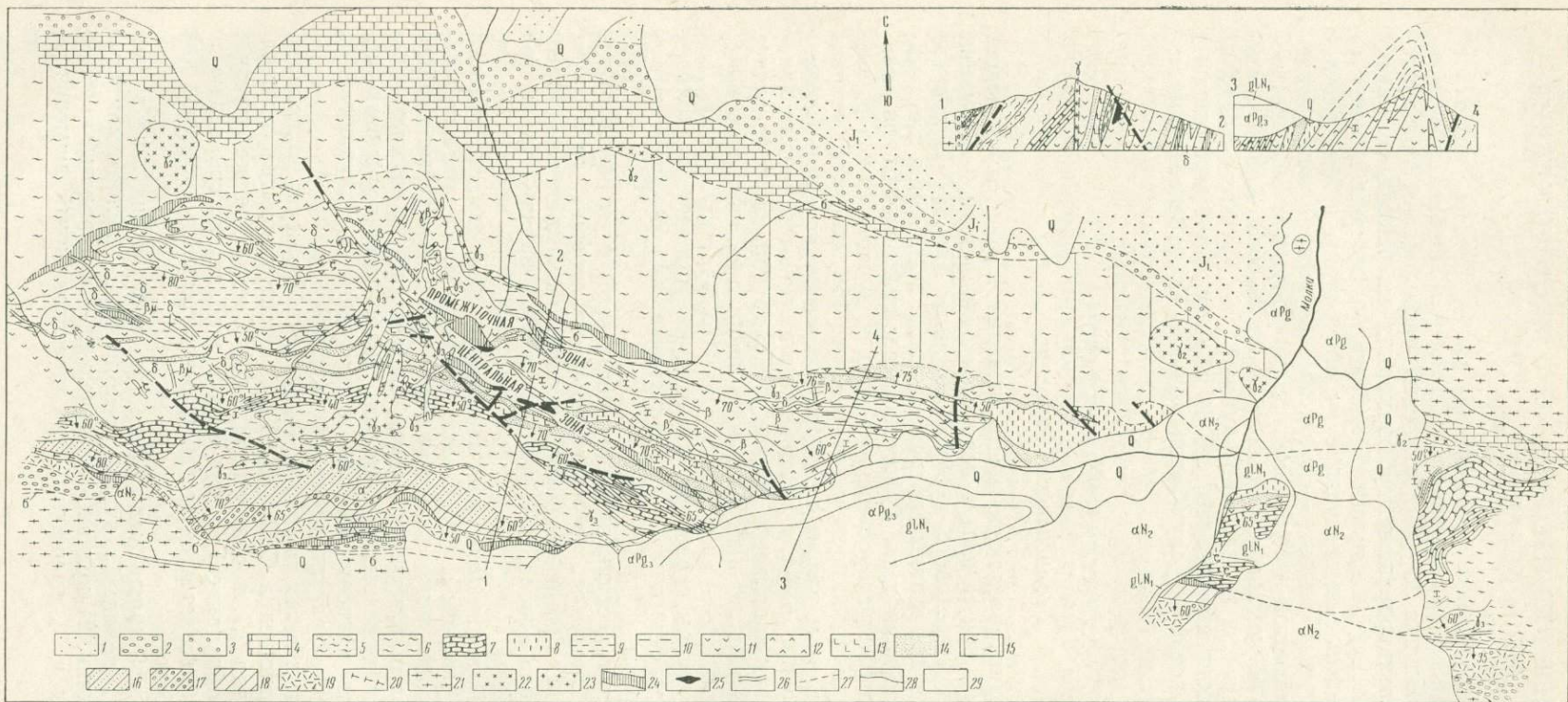


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Худесского рудного поля. Составил Н. С. Скрипченко при участии Е. А. Крюкова.

1 — песчаные отложения нижней юры; 2 — пестроцветные конгломераты перми; 3 — конгломераты и песчаники среднего — верхнего карбона; 4 — нерасчлененные палеозойские осадочные породы. Туфсланцевая свита; 5 — тонкое переслаивание серых кремнистых сланцев, песчаников и конгломерато-брекчий; 6 — филлиты; 7 — яшмы и кремнистые сланцы. Вулканогенная (рудовмещающая) свита (худесская формация); 8 — кварцевые порфириты; 9 — андезитовые порфириты; 10 — дацитовые порфириты; 11 — фиолетовые «подушечные» спилиты; 12 — зеленые «подушечные» спилиты и спилиты с вариолитовыми зонами; 13 — диабазовые порфириты; 14 — вулканогенно-обломочные конгломерато-брекчии; 15 — филлиты и песчаники артыкчакской свиты. Отложения урупской свиты; 16 — рассланцованные гравийные и псаммитовые туфы; 17 — рассланцованные брекчии с прослоями мраморизованных известняков; 18 — переслаивание рассланцованных брекчий и туфов; 19 — рассланцованные кварцевые альбитофиры; 20 — рассланцованные диабазовые порфириты; 21 — кристаллические сланцы докембрия (?); 22 — гранодиорит-порфиры ( $\gamma_2$ ); 23 — гранит-порфиры ( $\gamma_2$ ); 24 — кварц-серпичитовые пиритизированные породы; 25 — залежи массивных колчеданных руд; 26 — экструзивные и интрузивные породы;  $\sigma$  — серпентиниты, порфиридные ультраосновные породы, листвениты,  $\delta$  — диоритовые порфириты,  $\lambda$  — лампрофиры,  $\beta\mu$  — интрузивные диабазы,  $\alpha$  — кварцевые альбитофиры,  $\zeta$  — экструзивные андезито-дацитового состава,  $\beta$  — экструзивы основного состава; 27 — тектонические контакты; 28 — границы пород; 29 — третично-четвертичные породы,  $\alpha P_g$ ,  $\alpha N$  — палеогеновые и неогеновые потоки андезитов;  $gLN$  — озерно-ледниковые отложения; Q — четвертичные отложения

ми осадками (по классификации Е. Ф. Малеева, 1963). Вулканомиктовые конгломератобрекчии развиты преимущественно в верхней части свиты, причем количество их особенно велико в районе месторождения. Они залегают в основном среди лав кислого состава, вдоль границ их с покровами спилитов и в меньшей степени среди спилитов.

В режиме накопления формации выделяются две стадии: ранняя, характеризующаяся почти непрерывным накоплением лав, и поздняя, в течение которой процесс образования лав многократно прерывался и сменялся терригенной и хемогенной седиментацией. Прерывистость, однако, связана не с закономерно чередующимися циклами эффузивной и осадочной деятельности по всей формации, а с сосуществовавшими процессами осадконакопления и образования эффузивов на локальных пространствах. Поэтому в некоторых районах прерывистость их не отмечается и вся свита выполнена только лавами.

Доскладчатые субвулканические интрузии Худесского месторождения, представленные жильными диабазами и лампрофирами, образуют послойные силлы. Контролирующие их размещение трещины отслаивания связаны с самой ранней стадией эпивулканических деформаций. От экструзивных пород диабазы и лампрофиры отличает то, что они пересекают весь разрез рудовмещающей толщи и наблюдаются в вышележащей картджуртской свите.

Группа складчатых даек Худесского рудного поля включает диоритовые порфиры и ультрабазиты и локализуется главным образом вдоль тектонических трещин диагонального направления. Эти породы бесспорно более древние по отношению к послескладчатым кислым интрузиям, так как пересекаются ими. В то же время они почти никогда не размещаются в трещинах отслаивания, что типично для более древних диабазов и лампрофиров.

К группе послескладчатых относятся интрузии гранитоидного состава — лейкокатовые гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, приуроченные к поперечным складчатым структурам рудного поля.

Определение средних содержаний элементов в основных литологических разностях пород района выполнено на основе математической обработки результатов приближенно-количественных спектральных анализов проб, отобранных из естественных обнажений и керна скважин. В характере распределения элементов в породах выявляются достаточно четкие закономерности, заключающиеся в том, что во всех разностях прослеживается устойчивое преобладание меди над цинком. Отношение средних содержаний цинка и меди колеблется в пределах 0,6—0,8. Второй особенностью распределения элементов в эффузивах являются пониженные концентрации их по сравнению с кларковыми содержаниями в соответствующих разностях. Наиболее высокие концентрации меди, никеля, кобальта, ванадия и хрома фиксируются в вариолитах (табл. 1). Распределение элементов, за редким исключением, подчиняется логнормальному закону.

Худесский рудный район, занимая участок Тырнауз-Пшекишской зоны в ее узкой восточной части, характеризуется блоково-складчатой структурой. В районе Худесского месторождения в Тырнаузской зоне выделяется шесть продольных тектонических блоков. Для каждого из них характерна определенная ассоциация вулканогенных и осадочных пород. От северных подножий горы Эльбрус по водоразделу рек Худес и Малка блоки чередуются с юга на север следующим образом (см. рис. 11): 1) грабен пермских отложений; 2) клиновидный в разрезе блок рассланцованных эффузивов и вулканокластических пород урупской серии (южная зона); 3) блок, сложенный вулканогенной и туфосланцевой толщами Худесского рудного поля; 4) блок песчано-сланцевых отложений бахмуткинской свиты; 5) блок нерасчлененных отложений среднего палеозоя; 6) блок конгломератов и песчаников сред-

Содержание некоторых металлов в породах Худесского района. По З. Г. Потугину

Свита, толща	Литологические разновидности пород	Фоновые содержания $\mu \cdot 10^{-3} \%$									
		Cu	Zn	Pb	Mn	Ni	Co	V	Cr	Mo	Ti
Бахмуткинская свита	Филлиты	4,90	3,96	0,76	60,80	13,90	2,30	6,10	31,00	0,10	160,0
Кизилкольская свита Нижняя толща	Порфириты плагиоклазовые хлоритизированные	4,91	3,94	<0,40	84,00	1,34	1,78	8,30	1,48	0,10	150,0
" "	Порфириты плагиоклазовые гематитизированные	5,10	3,14	<0,40	41,80	2,37	1,80	6,70	3,30	0,10	115,0
" "	Спилиты	5,10	3,00	<0,40	44,00	2,50	2,20	7,65	1,82	0,10	100,0
" "	Вариолиты	5,62	3,40	<0,40	71,50	6,10	3,04	6,80	25,20	0,10	56,30
Кизилкольская свита Верхняя толща	Порфириты гематитизирован- ные	4,45	3,40	<0,40	81,40	1,71	1,70	5,95	1,70	0,10	164,0
Интрузивные породы	Порфириты диабазовые пика Центральный	4,70	3,90	<0,40	83,70	1,34	1,80	8,30	1,48	0,10	151,0
То же	Малахиты, спессартиты	7,16	3,70	1,10	34,00	4,40	1,30	5,60	5,90	0,10	177,0

него карбона. Худесское месторождение и вмещающие его вулканогенная и туфосланцевая толщи приурочены к третьему блоку, который и определяет геологические границы рудного поля.

В истории развития тектонических структур и магматизма Худесского рудного поля выделяются три этапа.

1. Синвулканический этап на основании имеющихся возрастных определений рудовмещающей формации отнесен к первой стадии герцинского этапа тектонического развития Кавказа (Милановский, Хаин, 1963). Активную роль в этот этап играли многочисленные трещинные структуры общекавказского простираения. Пучки синвулканических трещин контролируют размещение залежей массивных колчеданных руд и зон гидротермально измененных пород.

2. Складчатый этап охватывает время образования продольной общекавказской складчатости рудного поля и сопряженных с ней тектонических нарушений. Образование продольных складок связано также скорее всего с герцинскими тектоническими движениями.

3. Послескладчатый этап характеризуется образованием наложенных на продольную складчатость поперечных изгибов слоистости, выделяющихся как пологие антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы. Эти изгибы, первоначально, возможно, заложенные как изгибы в процессе образования продольной складчатости, позже развились в самостоятельные сложные тектонические структуры. Они выделяются не только как изгибы слоистости, но и как зоны растяжения, вмещающие дайки гранитоидных пород. Образованием поперечных структур закончилось формирование главных тектонических проявлений рудного поля. Эти структуры сопряжены, вероятно, с ранними стадиями альпийского этапа тектогенеза (Милановский, Хаин, 1963). С данным периодом связано внедрение гранит-порфиоров, вероятный возраст которых, по Г. Д. Афанасьеву (1958) и З. В. Студенниковой (1957), отвечает альпийской эпохе.

Массивные медноколчеданные руды и пиритизированные кварц-серицитовые метасоматиты по лавам и обломочным породам представляют собой два главных морфогенетических типа оруденения, развитых в Худесском районе. По ряду признаков, описанных в других разделах, они являются образованиями, сингенетичными вмещающим вулканогенным породам. Закономерностью общего порядка в расположении выявленных промышленных рудных тел служит приуроченность к центральной, наиболее мощной части формации, представляющей собой осевую часть эвгеосинклинали рва. Таким образом, для вулканогенной формации в Худесском районе намечается отчетливая взаимосвязь колчеданных руд с зонами активного спилитового вулканизма, а следовательно, и с очагами магмы спилитового состава. Данный вывод подтверждается результатами геохимического изучения руд и вмещающих пород. Ведущее значение в рудах имеют медь и кобальт, многие другие элементы играют второстепенную роль, хотя концентрации их местами достигают промышленных значений. Из всех типов лав спилиты наиболее обогащены медью (около 0,01%) и кобальтом (около 0,004%). Это позволяет считать подкорковый очаг спилитовой магмы источником гидротермальных растворов и необходимых компонентов, обусловивших образование медноколчеданных руд Худесского месторождения.

### *Худесское месторождение*

#### **Центральная зона**

Залежи медноколчеданных руд Худесского рудного поля локализируются внутри двух рудоносных зон — Центральной и Промежуточной (см. рис. 11), расположенных в различных стратиграфических горизон-

тах. Использование определения «рудноносная зона», укоренившегося на месторождении, довольно условно, так как обе зоны не являются какими-либо плоскопараллельными тектоническими структурами и не определяются отчетливыми геологическими границами. Морфологически они представляют собой цепь линзообразных и более сложных по форме крупных тел кварц-серицит-хлоритовых пиритизированных метасоматитов и количественно уступающих им тел массивных руд. В целом зоны залегают согласно внутри определенной стратиграфической серии пород, но тела пиритизированных пород, иногда имеющие форму поперечных к слоистости сложных воронок (рис. 12), обычно секущие. Генетически с точки зрения развиваемых в последующих разделах представлений о происхождении массивных руд и гидротермальных метасоматитов рудоносные зоны представляют собой синхронные палеовулканизму поля вулканогенно-осадочной рудной седиментации и гидротермально - метасоматической переработки лавовых и вулканокластических толщ. Размещение и общая морфология зон контролировались закономерностями развития вулканических очагов, синвулканических структурно-тектонических элементов и положением областей разгрузки гидро-

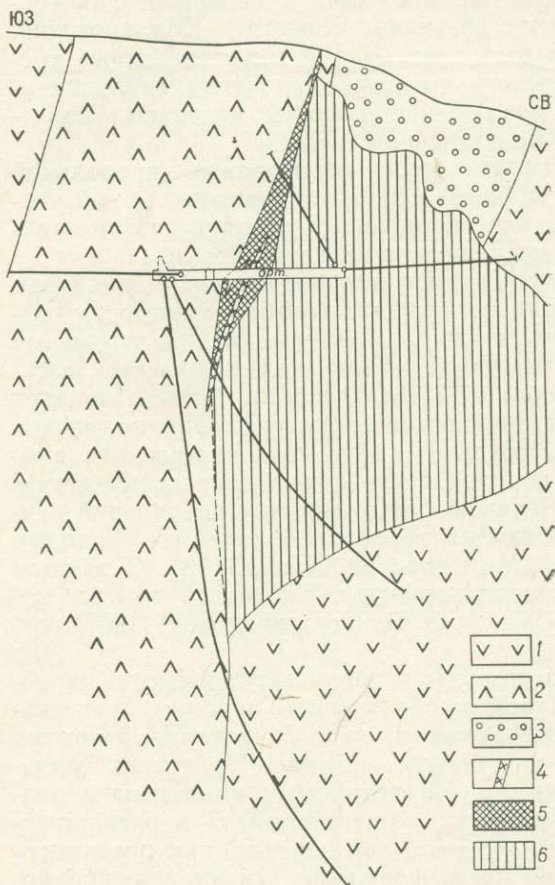


Рис. 12. Разрез Промежуточного рудного тела Худесского месторождения. По данным Е. А. Крюкова и В. М. Гвоздякова.

1 — спилиты; 2 — спилиты с вариолитовыми текстурами; 3 — лапиллевые брекчии; 4 — диоритовый порфирит; 5 — медисто-цинковисто-колчеданная массивная руда; 6 — кварц-серицит-хлоритовые пиритизированные породы

1 : 10 : 5. Азимут простирания линзы около  $300^\circ$ , падение к югу под углом  $65-80^\circ$ . На восточном фланге она раздваивается, и два других мелких пластообразных тела (рис. 13) являются продолжениями этих ветвей. В продольном разрезе верхний контур и ось наибольшего удлинения линзы имеют склонение к востоку под углом соответственно  $10$  и  $20^\circ$ .

Рудные тела являются «слепыми». На западном фланге и в центральной части Главная рудная залежь перекрыта делювиальными отложениями, имеющими мощность до 60 м. На востоке она, как и прочие рудные тела месторождения, залегает в вулканогенных отложениях, но не имеет выходов на поверхность. Верхняя граница выклинивания линзы установлена шурфами с рассечками, местами скважинами. Расстояние между выработками по простиранию 60—120 м. Раз-

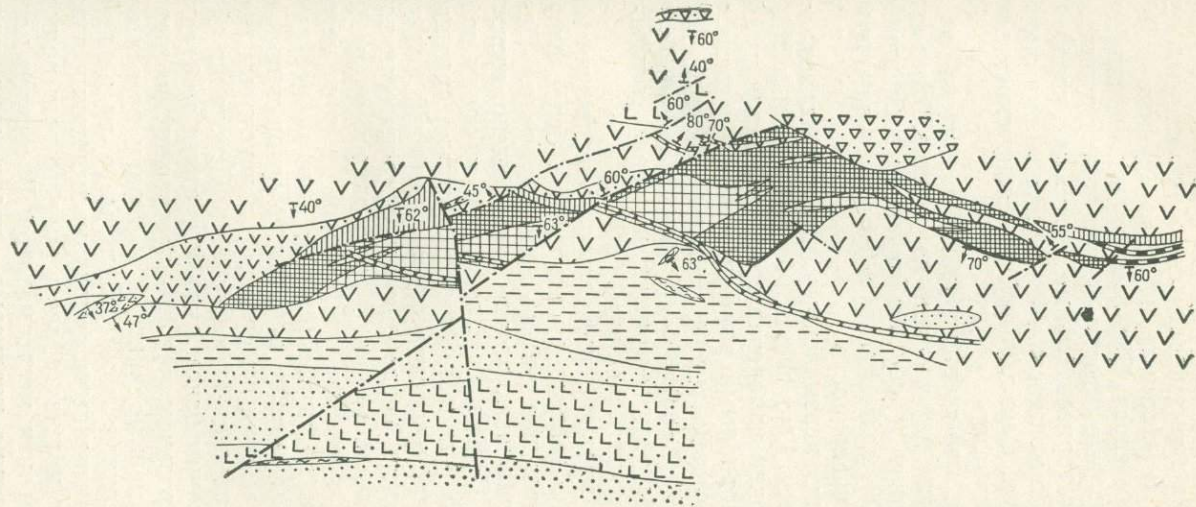
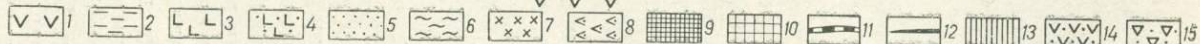
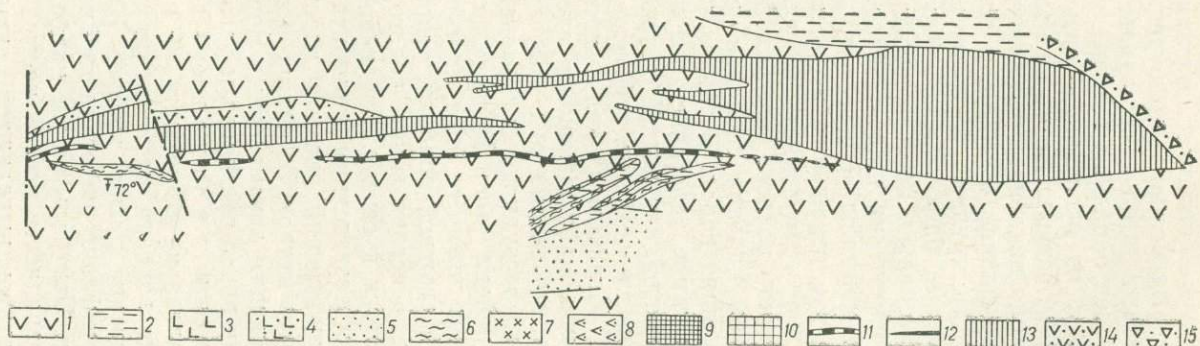


Рис. 13. Геологический план среднего горизонта разведочных работ Худеского месторождения. Составил Н. С. Скрипченко.

1 — спилиты (фиолетовые и зеленые «подушечные» и массивные лавы с выделениями яшмовидных пород); 2 — кварцевые порфириты; 3 — диабазы; 4 — кварцсодержащие диабазы; 5 — вулканогенно-осадочные брекчии; 6 — яшмы; 7 — диоритовые порфириты; 8 — лампрофиры; 9 — медноколчеданные руды; 10 — серноколчеданные руды; 11 — медистые сульфидно-гематитовые руды; 12 — железистые туффиты; 13 — кварц-серицитовые пиритизированные породы; 14 — хлоритизированные и пиритизированные породы; 15 — делювий



ведка рудных тел осуществлена горизонтальными горными выработками в комбинации с подземными горизонтальными и наклонными скважинами колонкового бурения. В частности, главная рудная залежь вскрыта штольнями, заданными через 120—240 м по падению. Из штолен пройдены полевые и рудные штреки на всю длину рудного тела, а из последних — орты и горизонтальные скважины через 60—120 м, вскрывшие его на полную мощность. Между штольнями оно разведано наклонными скважинами, а на глубину, за исключением западного фланга, оконтурено скважинами.

Пострудные тектонические нарушения разбивают залежь на отдельные блоки. Самым крупным нарушением является взбросо-сдвиг, диагонально пересекающий линзу и обуславливающий относительные перемещения блоков около 100 м. Контакты линзы представляют собой нормальные естественные поверхности.

По отношению к залеганию неизменных лав и вулканопластов рудное тело является согласным. Оно расположено в одном и том же мощном покрове спилитов, причем изменение его простирания или крутизны падения совпадает с подобными изменениями слоистости вмещающих пород. В тонких пластовых рудных телах восточного фланга согласное залегание отчетливо выражено благодаря параллельно-слоистой внутренней структуре тел, состоящих из слоев сульфидной руды, железистых туффилов и туфопесчаников.

Морфология тел гидротермально измененных пиритизированных пород, наблюдающихся около Главного рудного поля, более сложна, чем массивных руд. Выделяются два весьма крупных тела. Первое тело ассоциирует с Главной залежью, второе расположено восточнее, в районе балки Колчеданной. Первое расположено в основном со стороны лежащего бока массивных руд и имеет форму сильно приплюснутой сложной воронки, основанием которой служит лежащий бок залежи, а осевая линия полого, почти перпендикулярно слоистости погружается к северу. Воронкообразная форма хорошо выражена на нижнем разведочном горизонте и в разрезе центральной части залежи. Наибольший диаметр воронки достигает 2 км, а высота нескольких сотен метров. Залегание боковых границ воронки по отношению к вмещающим неизменным породам явно несогласное, в некоторых местах они почти под прямым углом пересекают слоистость. Основание воронки служит в то же время лежащим боком рудной линзы и залегает параллельно слоистости. В продольном разрезе месторождения основание воронки метасоматитов смещено книзу и к западу относительно контура рудной залежи. Благодаря этому массивные руды на восточном фланге подстилаются неизменными спилитами и другими породами. Центральная же, наиболее мощная область рудного тела примерно совпадает с осевой частью воронки метасоматитов. В составе метасоматитов выделяются существенно кварцевые, кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые фациальные разновидности. Две последние фации играют главную роль.

Ниже приводится перечень рудных и нерудных минералов, выявленных в рудах Худесского месторождения, который составлен с учетом данных, полученных В. К. Надарейшвили при изучении минералогии зоны окисления.

На месторождении выявлены следующие минералы: пирит, мельниковит-пирит, халькопирит, мельниковит, марказит, сфалерит, борнит, халькозин, самородная медь, куприт, теннантит, малахит, азурит, ковеллин, галенит, гематит, магнетит, самородное серебро, самородное золото, халькантит, петцит, электрум, стронцианит, самородная сера, барит, гипс, кальцит, арагонит, кварц, опал, халцедон, гётит, гидрогётит, гидрогематит, лепидокрокит, псиломелан, пирролизит, селенит, ангидрит, феррохалькантит, пизанит, мелантерит, алуниит, калиевые кварцы,

галотрихит, ярозит, бирюза, эммонсит, гидрослюда, галлуазит, аллофан, каолинит, хризоколла и хлорит.

Промышленные сорта руд Худесского месторождения относятся в основном к типу сплошных колчеданных руд. Их минеральный состав следующий: дисульфид железа (пирит, медистый пирит, мельниковит-пирит, мельниковит) 90—100%, прочие сульфиды (в основном халькопирит и сфалерит) до 9%, нерудные минералы 1—5%. Руды характеризуются наличием сравнительно большого числа промышленно-ценных компонентов — меди, цинка, серы, золота, серебра, кобальта, селена, теллура и акцессорных примесей — кадмия, индия, таллия, галлия, германия и висмута. В зависимости от содержания главных компонентов, что в свою очередь тесно сопряжено с минеральным составом, выделяется три промышленных типа руд: медноколчеданный, медно-цинкоколчеданный и серноколчеданный.

Медноколчеданные руды занимают 47% объема Главной залежи и около 100% объема других рудных тел месторождения. Распределение медисто-колчеданных руд в главном рудном теле показано на рис. 13. На западном и особенно восточном флангах они выполняют рудное тело почти полностью, в центральной части вытесняются серноколчеданными. Внутри медисто-колчеданных блоков наблюдаются мелкие участки маломедистых руд, особенно в лежащем боку. Медистые руды состоят в основном из трех структурно-минералогических разновидностей: 1) массивных неравномерно кристаллических; 2) гелевидных, так называемых афанитовых и 3) полосчатых (параллельно-слоистых) сульфидно-гематитовых.

Структурной особенностью руд Худесского месторождения является широкое распространение скрытокристаллических гелевидных и концентрически-зональных метаколлоидных структур наряду с мелко-средне- и крупнокристаллическими порфиroidными, гипидиоморфно-зернистыми, коррозионными и др. Размер зерен дисульфида железа колеблется от субмикроскопического (в агрегатах мельниковит-пирита) до 0,2—0,4 мм в среднем.

Медно-цинковые колчеданные руды сравнительно мало представлены на Худесском месторождении. Так, в Главной залежи они занимают около 12% объема, но весьма неравномерно распределены внутри нее, и только в западной части залежи образуют довольно крупный самостоятельный блок.

Серноколчеданные руды занимают около 40% объема Главной залежи и локализируются в основном в центральной ее части (см. рис. 13), а также в висячем и особенно лежащем боках и в виде мелких тел в других участках. Примерный средний минеральный состав руды этого типа следующий (в %): пирит 95, халькопирит 0,5, сфалерит 0,4, кварц, барит, гипс около 4.

Характерной структурной разновидностью руд Худесского месторождения являются гелевидные руды, что интересно как указание на очень слабый метаморфизм месторождения и на принадлежность его руд к группе первичных колчеданных по Т. Н. Шадлун (1950).

Зернистые сульфидные агрегаты в этих рудах являются результатом более поздней перекристаллизации гелевидных руд. Образованию петельчато-жилковых и брекчиевидных типов текстур, возможно, предшествовало некоторое усыхание и уплотнение гелевидных руд и одновременно образование сложных трещинных узоров. В процессе собирательной кристаллизации, ускорявшейся вокруг отдельных трещин, возникали невыдержанные жилки, а также неправильные, имеющие вид включений крупнозернистые агрегаты. Следует отметить, что наличие этих включений было неправильно истолковано некоторыми геологами в пользу существенно более позднего возраста гелевидных рудных агрегатов. На самом деле формирование зернистых руд на-

чалось, очевидно, хотя и с некоторым отставанием от гелевидных, но практически одновременно.

Слоистые сульфидно-гематитовые руды на Худесском месторождении встречены на восточном фланге Главной рудной залежи. Морфологически тела сульфидно-гематитовых руд представлены тонкими (мощностью около 1 м) хорошо выдержанными согласно залегающими пластами, расположенными на том же стратиграфическом уровне, что и Главная залежь (см. рис. 13).

Собственно сульфидно-гематитовая руда образует центральную зону слоистых пластов. Тонкая слоистость параллельна контактам рудных пластов со спилитами. Наряду с параллельно-слоистыми текстурами распространены плейчатые и микроплейчатые текстуры оползания, сопровождающиеся трещинами усыхания и оползневыми микробросами.

В строении сульфидных слоев ясно выражена асимметрия. От нижнего контакта к верхнему количество сульфидов постепенно уменьшается с 70—80 до 30% объема и соответственно возрастает роль кремнисто-гематитового цементирующего агрегата. Выше количество сульфидов падает до 5%, при некотором росте соотношения халькопирит: пирит (от 2:1 у основания до 10:1 вверх) и, наконец, у нижней границы следующей сульфидной полоски сульфиды почти совершенно исчезают. Размер пирит-халькопиритовых обособлений в рудных слоях от основания кверху также постепенно уменьшается. Рудные слои состоят в основном из неоднородных по размерам (0,5—0,1 мм) сфероидальных пирит-халькопиритовых обособлений, погруженных в гелевидный цемент. В последнем имеется также большое количество мелких неправильных выделений сульфидов как в виде фрагментов сфероидальных выделений, так и в виде зерен пирита и халькопирита.

Многие сфероидальные сульфидные выделения характеризуются в различной степени проявляющимся концентрически-зональным внутренним строением. Они состоят из зернистого агрегата халькопирита, в котором рассеяны мелкие включения пирита. Содержание пирита велико в центре и возрастает у наружной границы выделений.

Структурные и текстурные особенности слоистых руд Худесского месторождения объяснены сингенетичным происхождением рудных и кремнисто-гематитовых полосок (Скрипченко, 1960б, 1964<sub>2</sub>, 1966; Скрипченко и др., 1963). Образование руд происходило путем последовательного отложения полосок, причем сульфидных, в виде оолитовых скоплений простых сернистых или гидросернистых соединений меди и железа. Оолитоподобные сегрегации сернистой меди и железа цементировались кремнисто-гематитовым гелем. При последующем диагенезе и метаморфизме эти сегрегации были перекристаллизованы в агрегаты халькопирита и пирита, а в отдельных местах борнита.

Данной точке зрения может быть противопоставлено мнение об избирательно метасоматическом способе выделения сульфидов в кремнисто-гематитовой руде. Однако сульфидные слои нельзя рассматривать как метасоматические жилки не только из-за отсутствия их взаимных пересечений, но главным образом из-за их ритмичной асимметрии.

В размещении различных типов руд в Главной залежи Худесского месторождения наблюдается следующий порядок. В ее наиболее мощной центральной части сконцентрированы серноколчеданные руды, на флангах — медноколчеданные со сравнительно низким содержанием меди. Крайнее фланговое положение занимают слоистые сульфидно-гематитовые руды с повышенным содержанием меди. Такой порядок чередования руд составляет продольную фациальную зональность отложения (В. И. Смирнов). Ее объяснение исходит из представления

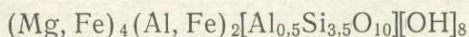
о гидротермально-осадочном происхождении колчеданной залежи. Причина дифференциации сульфидов двоякая. С одной стороны, сульфиды железа и меди характеризуются различными термодинамическими свойствами (например, произведение растворимости  $\text{FeS}$  равно  $4 \cdot 10^{-19}$ ,  $\text{Cu}_2\text{S}$  —  $1,2 \cdot 10^{-49}$ ), с другой, в зоне осаждения руд от центра поля выхода газогидротерм к периферии существовал градиент окислительно-восстановительных свойств среды. Взаимодействием этих двух факторов обусловлено избирательное накопление сульфидов меди на флангах рудной залежи.

Состав подавляющего большинства зон гидротермально измененных пород представлен в основном тремя минерально-фациальными разновидностями: 1) существенно кварцевой, 2) кварц-серицитовой и 3) кварц-серицит-хлоритовой. Внутри зон они распределены следующим образом. Существенно кварцевая фация (кварц обычно не менее 70—80% объема, серицит около 10%) развита в центральных частях (зона балки Колчеданной, Северная зона и др.) или в зонах контактов с медноколчеданными телами. Мощность монокварцевых зон редко превышает 5 м.

Кварц-серицитовая фация сменяет кварцевую в направлении к неизменным породам. Мощность ее достигает 20 м и редко более. Главными составными частями кварц-серицитовых пород являются серицит и гидрослюда (до 80% в сумме). Пиритом они импрегнированы в той же или в большей степени, как и кварцевые породы. Для них характерно высокое содержание глинозема (рис. 14).

Кварц-серицит-хлоритовые пиритизированные породы образуют внешнюю часть зон измененных пород, сменяясь далее неизменными породами. Мощность их изменяется от 1 до 20 м, иногда более. Минеральный состав пород обычно сложен, так как кроме хлорита (50—40%), серицита (10—20%), кварца (15—20%) и пирита, в них встречаются реликты кислого плагиоклаза, гематита и иногда пироксенита.

Изучение серицита рентгеновским и иммерсионным методами показало, что на месторождении широко развиты типичные гидрослюды. Другой распространенный минерал измененных пород — хлорит — относится к группе рипидолит-делессита. Его приближенная формула, рассчитанная по данным химического анализа, следующая:



Первичные породы, за счет которых возникли гидротермально-метасоматические зоны на Худеском месторождении, представлены спилитами и андезитовыми порфиритами, реже вулканогенно-осадочными брекчиями.

Химический состав гидротермально измененных пород (см. рис. 14) показывает, что в большинстве своем это сильно обогащенные глиноземом породы. Но в монокварцевых разностях алюминий и другие металлы выщелочены почти полностью. На рис. 15 показано поведение главных компонентов, характеризующее процесс последовательного превращения спилита в кварц-серицитовый метасоматит.

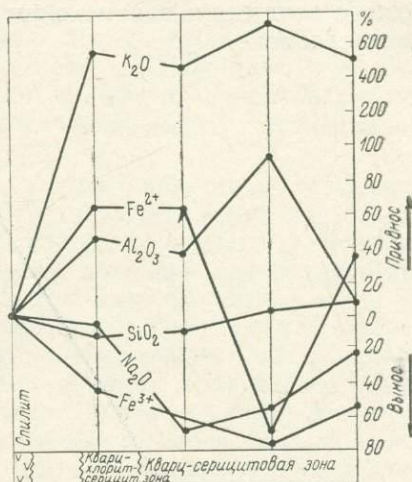


Рис. 14. Диаграмма изменения химического состава зональных ореолов гидротермально измененных пород Худеского месторождения.

Согласно Д. С. Коржинскому (1955), минеральные парагенезисы метасоматических зон определяются соотношением в первую очередь виртуальных компонентов. Для описываемых метасоматических пород с минеральным составом кварц-серицит-хлорит виртуальными компонентами являются, очевидно, кремнезем, глинозем, двухвалентное железо и магний. Отличия в содержании этих компонентов в различных зонах видны на рис. 15, на котором точками нанесены составы пород. Соединяя точки линией *I*, можно по ее поведению установить основные тенденции в изменении содержания виртуальных компонентов от зоны к зоне.

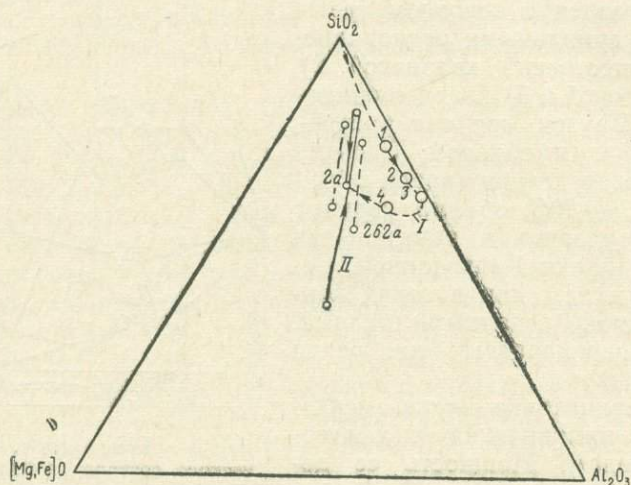


Рис. 15. Диаграмма составов гидротермально измененных пород Худесского месторождения.

Кривые изменения состава: *I* — в нормальных кварц-серицитовых метасоматитах; *II* — при образовании микрizonaльных метасоматитов

В первой, существенно кварцевой зоне происходит почти полное выщелачивание окислов металлов и благодаря привнесу кремния зона приобретает мономинеральный кварцевый состав, который на рис. 15 изобразится точкой в вершине  $\text{SiO}_2$ .

Вторая, кварц-серицитовая зона характеризуется точками 1, 2 и 3, расположенными на участке кривой, почти параллельном стороне  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  (см. рис. 15). В ней резко повышается содержание глинозема, в то время как магний и железо почти полностью выщелочены.

Переход к следующей кварц-серицит-хлоритовой зоне характеризуется изгибом кривой к точке 4 (см. рис. 15), отвечающей составу породы из этой зоны. Содержание железа и магния здесь выше, чем в кварц-серицитовых породах, и, таким образом, выщелачивание металлов в данной зоне было еще менее интенсивным.

Выявленные особенности поведения компонентов, по Н. И. Наквину (1947) и Д. С. Коржинскому (1955), характерны для метасоматических реакций в условиях кислотного выщелачивания. Кислотное выщелачивание при активнейшем участии соединений серы, вызывающих отложение пирита в метасоматитах, является ведущей геохимической направленностью процессов образования кварц-серицит-хлоритовых пород.

Ореолы гидротермально измененных пород около Главной и Промежуточной рудных линз Худесского месторождения имеют форму неправильных воронкообразных тел. В ореоле Главного рудного тела такая форма отчетливо выражена на нижнем разведочном горизонте и

в разрезе осевой части месторождения. Воронка открыта своим основанием в сторону рудной линзы. Ее осевая линия расположена более или менее перпендикулярно к наложению пород и полого погружается к северу в более глубокие горизонты пород лежащего бока рудного тела. Прослеженная по выработкам высота воронки достигает 120 м, но это вряд ли максимальная ее величина, так как ось воронки погружается к северу на глубину. Основание воронки опирается на лежащий бок Главного рудного тела и на неизменные лавы висячего бока. Форма основания, достигающего в поперечнике 1,5 км, в общем изометричная, но в деталях весьма сложная. Заслуживает внимания тот факт, что основание воронки не перекрывает всей площади лежащего контакта рудного тела и последнее во многих местах подстилается неизменными спилитами по контакту, не осложненному тектоническими нарушениями.

Ореол Промежуточного рудного тела имеет вид сильно приплюснутой несимметричной воронки. Ее осевая часть, вскрытая выработками и рядом скважин, значительно смещена к восточному окончанию. Разрез его здесь (см. рис. 12) имеет форму довольно правильного конуса, боковые контакты которого явно несогласны по отношению к залеганию вмещающих пород. Мощность ореола в осевой части достигает 200 м, а наибольший диаметр основания воронки около 1 км. Площадь основания ореола значительно превышает площадь лежащего контакта линзы массивных руд. Последняя отчетливо тяготеет к осевой части воронки измененных пород. Наибольший диаметр основания воронки имеет склонение к востоку под углом около 20° параллельно склонению элементов линейности в рудовмещающей вулканогенной свите.

Внутренняя структура ореолов определяется двумя взаимосвязанными элементами: 1) наличием в центральной части ореолов своеобразного штокверко-брекчиевого «ядра», образовавшегося на месте наиболее интенсивного тектонического дробления пород; 2) наличием внутренней зональности ореолов, заключающейся в том, что в «ядре» эффузивы в целом гораздо более интенсивно переработаны и замещены, чем в краевых участках ореолов.

Перечисленные особенности измененных пород хорошо согласуются с представлением об осадочно-гидротермальном образовании залежей медноколчеданных руд. В этом случае воронка гидротермально измененных пород фиксирует пути поступления вулканогенных гидротермальных растворов, а залежь массивных сульфидных руд — место их накопления у дна моря. С позиций данной гипотезы смещение в расположении линз массивных руд относительно подстилающих ореолов пиритизации пород объясняется тем, что площадь осаждения руд смещалась относительно выходов гидротерм на дно морского бассейна в зависимости от таких факторов, как рельеф дна, наличие течения в водной среде и т. п.

В характерном горизонтальном разрезе Главного рудного тела на всем протяжении к висячему контакту прилегают фиолетовые гематитизированные спилиты с прослоями сургучно-красных кремнисто-гематитовых яшм и в редких случаях вулканогенно-осадочных брекчий. В некоторых участках спилиты прилегают вплотную к массивной руде, но в зоне мощностью до 3 м сильно рассланцованы. Таким образом, строго говоря, этот контакт нельзя считать нормальным и, вероятно, его первичные особенности были затушеваны при рассланцевании.

На восточном фланге кровля рудной линзы образует плавный изгиб к северу и глубоко не видоизменена позднейшими деформациями. Здесь в кровле наблюдаются тонкие (около 0,5 м) плащевидные тела сургучно-красного железистого кварцита. Кварцит, кроме того, образует и прослой в массивной руде около кровли.

Взаимоотношения красных кварцитов с подстилающей массивной рудой и залегающей выше «подушечной» спилитовой лавой показаны на рис. 16. Спилит книзу по резкой слабо волнистой поверхности сменяется бордово-красной гелевидной кремнисто-гематитовой рудой. Однородный слой кварцита мощностью около 30 см книзу переходит в рудную брекчию, состоящую из обломков серноколчеданной руды, сцементированных красным кварцитом. Ниже брекчиевой зоны кварцит проникает в массивную колчеданную руду на глубину до 0,5 м по системе весьма неправильных трещинных полостей, напоминающих по морфологии полости выщелачивания.

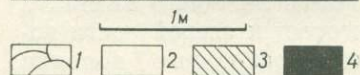
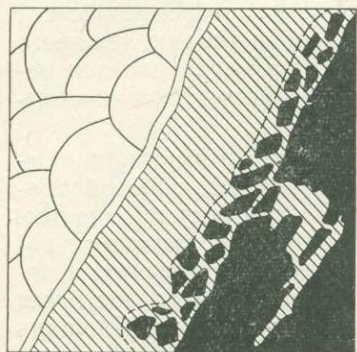


Рис. 16. Строение кровли Главного рудного тела Худесского месторождения.

1 — спилит; 2 — стекловатая хлоритизированная корка; 3 — кремнисто-гематитовая руда (кварцит); 4 — медноколчеданная и серноколчеданная руда

Кремнисто-гематитовый слой в верхней однородной части характеризуется тонкослойной текстурой. Главную роль в нем играют непрозрачные гелевидные прослои с рассеянными метакристаллами гематита. Отдельные прослои имеют отчетливую псаммито-алевритовую структуру. По химическому составу непрозрачная кремнисто-гематитовая масса представляет собой смесь кремнезема (48,6%) и гематита (38,43%) с подчиненным количеством других компонентов.

Примерно в 30 см от верхнего контакта однородная кремнисто-гематитовая руда сменяется зоной мощностью 20—30 см, имеющей неоднородное строение и представляющей собой сложное сочетание массивной колчеданной руды и красного гелевого агрегата (см. рис. 16). Самая верхняя часть неоднородной зоны

сложена брекчией из угловатых обломков колчеданной руды (размером от 1 мм до 10 см в поперечнике), заключенных в красном «геле». Ниже брекчиевой зоны красный «гель» проникает в колчеданную руду в виде неправильных жилообразных апофиз вдоль широко открытых пор в руде. На глубине около 1,2 м от контакта с лавой выделения «геля» в сульфидной руде уже отсутствуют.

Морфология трещинных полостей, выполненных красным «гелем», весьма сложна. Их ширина достигает 10—20 см, а боковые поверхности исключительно неровные. Благодаря этому на продольных и поперечных срезах наряду с брекчиевыми участками, в которых отторженцы руды сцементированы «гелем», можно наблюдать и участки «геля», как бы заключенные в колчеданной руде. Однако при просмотре таких включений в поперечных плоскостях не возникает сомнения, что они являются неправильными апофизами или боковыми участками трещинных заполнений. По общей текстуре рассматриваемый контакт рудного тела представляет собой зону довольно типичной базальной рудной брекчии, перекрытую и сцементированную кремнисто-гематитовым осадком.

Несмотря на простые морфологические взаимоотношения руды и красного цемента, их относительный возраст определить сложнее. В кремнисто-гематитовом агрегате наблюдаются тонкие (1—0,1 мм) прожилки эвгедрального крупнозернистого пирита с примесью хлорита. Жилки ответвляются от обломков руды, представляющей собой зернистый (0,1—0,3 мм) агрегат пирита с незначительным количеством халькопирита (1—0,5%). Кроме пиритных жилок, в красном «геле» наблюдается большое количество трещинок, выполненных халце-

дном и карбонатом. Эти трещинки обычно не проникают в обломки и по форме напоминают трещинки усыхания гелевой массы. Пиритные жилки развиты только в зоне, насыщенной обломками колчеданной руды, и не встречаются в верхней однородной части кремнисто-гематитового слоя.

С другой стороны, обломки руды на границе с красным цементом нередко имеют реакционные гематитовые каймы шириной до 2 мм. Каймы в отличие от цемента представлены сравнительно крупнокристаллическим агрегатом (размер зерен 0,05—0,8 мм) гематита с реликтами пирита. Реликты пирита в каймах представляют собой весьма неправильные выделения. От каемок в глубь обломков проникают тонкие апофизы гематита.

Нет никакого сомнения в том, что образование каемок окиси железа связано с окислением обломков пиритной руды на контакте с кремнисто-гематитовым гелем. Некоторые гематитовые каемки имеют тонкополосчатую структуру, причем приплюснутые реликты пирита ориентированы в направлении полосчатости. Около резких изгибов границ обломков гематитовые каймы становятся тоньше или даже отсутствуют вообще. Это объясняется пластичным срывом каемок в процессе течения геля.

Последовательность образования брекчий представляется следующей. Гелевая кремнисто-гематитовая масса, отлагающаяся в кровле рудного тела, цементировала обломки колчеданной руды, а также пропитывала трещины и пустоты выщелачивания в ней ниже обломочной зоны. Позже цемент в рудной брекчии был частично импрегнирован сульфидами за счет некоторого переотложения их из рудных обломков.

В результате изучения кровли Главной рудной залежи Худесского месторождения можно сделать следующие выводы. Красные железистые кварцы кровли колчеданной линзы — более молодые образования, чем массивная сульфидная руда. Решающим аргументом в пользу этого является наличие реакционных железистоокисных каемок на обломках руды, заключенных в кварците, никогда не отмечающихся около сульфидных каемок. Происхождение кварцитов кровли скорее всего осадочное. Это доказывается их слоистым строением и присутствием слоев с обломочной структурой. Объяснить происхождение кварцитов другим способом, в частности гидротермально-метасоматическим, очень трудно. Тогда мы должны, во-первых, игнорировать структурно-текстурные признаки и во-вторых, исходить из того, что метасоматозу подвергся избирательно некий агрегат (или порода), ранее цементирующий колчеданные обломки. Для такого предположения нет никаких оснований. К моменту отложения железистого кварцита сульфидная рудная масса представляла собой достаточно твердый агрегат, в котором были устойчивы трещинные полости и каверны и который дробился с образованием угловатых обломков.

### Промежуточная зона

Промежуточное рудное тело, как и Главное, залегает внутри мощного дифференцированного покрова спилитов, но ниже по разрезу и кулисообразно по отношению к Главному (см. рис. 11). Его лежащий бок образует крупное тело пиритизированных метасоматитов, которое как в плане, так и в поперечном разрезе имеет форму пологой асимметричной воронки (см. рис. 14). Если верхний контакт тела метасоматитов согласный, то боковые поверхности «воронки», особенно в восточной части, занимают явно секущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород.

По В. П. Ермашкевичу, З. Г. Потугину и др., эндогенные ореолы Промежуточного рудного тела Худесского месторождения имеют слож-

ное внутреннее строение. В висячем боку рудной залежи ореол отсутствует (рис. 17). Конфигурация же ореола в лежащем боку рудной залежи подтверждает ее доскладчатую природу.

Залежь массивных руд, имеющая небольшие размеры, залегает близ наиболее мощной осевой части воронки. Форма этой залежи линзовидная, относительно менее выпуклая, чем залежь Главной. Неизменные породы, вмещающие Промежуточную залежь, литологически однородны и представлены «подушечными» фиолетовыми спилитами и спилитами с широко развитыми вариолитовыми текстурами.

На восточном фланге наблюдаются грубообломочные лапиллиевые брекчии, а непосредственно в кровле рудного тела — кремнисто-гематитовые яшмы и туфы. Рудная линза имеет согласное залегание, что отчетливо устанавливается при изучении ее кровли. Контакт в кровле параллелен слоистости пачки перекрывающих пород. На восточном выклинивании линза утоняется и переходит в пластообразное тело мощностью около 2 м. Здесь оно перекрывается и подстилается породами, не измененными гидротермальными процессами.

Промышленное оруденение в Промежуточной залежи представлено сплошными медно-цинковыми колчеданными рудами. Теоретический интерес представляет барит-гематитовые слоистые руды, залегающие в

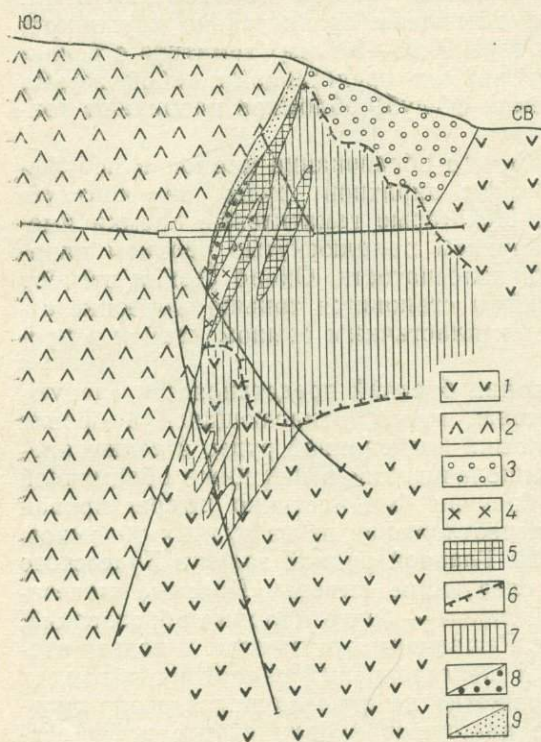


Рис. 17. Эндеогенные ореолы Промежуточного рудного тела Худесского медноколчеданного месторождения (в поперечном разрезе). По В. П. Ермашкевичу и др.

1 — спилиты; 2 — спилиты вариолитовой текстуры; 3 — лапиллиевые брекчии; 4 — диоритовые порфиры; 5 — рудное тело; 6 — границы кварц-серпичит-хлоритовых пиритизированных пород. Комплексные ореолы: 7 — меди, цинка, свинца, серебра, бария и молибдена; 8 — меди, серебра, бария и молибдена; 9 — серебра и молибдена. Ореолы выделены в границах  $S_{2}=C_{\phi} \cdot \epsilon^2$

виде пласта в кровле залежи. В барит-гематитовых рудах наблюдаются обломки слабо окисленной сплошной медно-цинковой руды, что указывает на эпигенетический характер барит-гематитового пласта. Пласт в целом представляет собой осадок, несомненно сингенетический вмещающим породам. Это доказывает в первую очередь его отчетливой обломочной слоистой структурой и текстурой и рядом признаков последовательно протекавшего диагенеза в пластическом состоянии (течения и синерезиса геля).

Выделения барита в виде призматических обломков относятся не к постериорным, а к сингенетическим образованиям. Это подтверждается тем, что обломки несут на себе следы механических (разламывание и другие деформации кристаллов) и химических (каймы хлорита) воздействий со стороны незатвердевшего цементирующего геля.

Отмеченные особенности кровли Промежуточной залежи доказывают гидротермально-осадочный способ накопления последней.

## Взаимоотношения даек и колчеданных руд

В многочисленных работах по взаимоотношению даек и медно-колчеданных руд (Пэк, 1950; Логинов, 1960; Лазаренко, 1953; Вахромеев, 1956; Бородаевская, Перижняк, 1961; Бородаевская, Прушинская, 1962; Тузиков, 1959; Скрипченко, 1960в; Буадзе, 1962а, б; Смирнов, Сенатская, 1959 и др.) выражаются противоречивые мнения, нередко базирующиеся на материалах изучения одних и тех же месторождений и даже даек. В рудных телах Худесского месторождения горными работами вскрыто большое число даек лампрофиров, диабазов, диоритовых порфиритов и гранитоидов.

Вопрос о возрастных взаимоотношениях этих даек и колчеданных руд решается убедительно в пользу более молодого возраста даек. Ниже рассматриваются два примера соотношений даек диабаза и диоритового порфирита с гидротермально измененными породами лежащего бока колчеданных залежей.

Наиболее характерная диабазовая дайка вскрыта горными выработками в Промежуточном рудном теле и залегает среди кварц-серицитовых пиритизированных пород его лежащего бока. Дайка выполняет трещину отрыва, образовавшуюся главным образом вдоль сульфидных жил, секущих кварц-серицитовые породы. Несмотря на небольшую мощность (около 0,5 м), в дайке отчетливо выражены признаки закалки в эндоконтактных участках. Центральная часть — это однородный зеленокаменно-измененный диабаз с ясно выраженной диабазовой структурой. Он состоит из альбита (50—60%), хлорита (30%), карбоната (17%) и лейкоксена (2%). В эндоконтактных зонах дайка диабаза явно менее раскристаллизована и представляет собой агрегат сноповидных и радиальнолучистых скоплений микролитов альбита. Промежутки между этими скоплениями выполнены хлоритом (около 30% объема).

Ранее опубликованные (Скрипченко, 1966) химические анализы показывают, что состав дайки в приконтактной зоне не изменяется по сравнению с составом ее в центральной части. Поскольку пробы эндоконтакта отбирались непосредственно из контакта с пиритизированной породой, анализы подтверждают хорошо видимое макро- и микроскопически отсутствие околорудных изменений в дайке.

Ни одна из многочисленных сульфидных жил не пересекает контакт и не обнаружена в дайке. Все они без исключения срезаются контактом.

Данные соотношения дайки с пиритизированными гидротермально измененными лавами вполне однозначно свидетельствуют о более молодом возрасте дайки по сравнению с наложенными на лавы гидротермальными изменениями.

Во-первых, в дайку не проникает ни одна из пиритных жил, пересекающих измененные породы в различных направлениях. Эти жилы отчетливо срезаются контактами дайки.

Одна из даек витрофирового диорит-порфирита встречена в кварц-серицитовых пиритизированных породах около промежуточного рудного тела. Она имеет мощность не более 10 см и представляет собой правильную жилу, залегающую параллельно сланцеватости вмещающих пород. Последним свойственно особенно интенсивное рассланцевание в контактовой зоне со спилитами. Дайка же не содержит ни макроскопических, ни микроскопических признаков рассланцевания и вполне массивна. Но в то же время она содержит большое количество поперечных трещин отдельности, которые имеют вид контракционных трещин, широко открытых у контактов и быстро выклинивающихся в центре дайки.

Породы, прилегающие вплотную к дайке, представляют собой кварц-серицит-пиритовые гидротермальные метасоматиты явно поспилитам. Несмотря на полную переработку первичных минералов спилита, в этих метасоматитах (кварц 40%, серицит 50%, пирит 10%) сохранились реликтовая миндалекаменная и призматическая структуры.

Контакты дайки с метасоматитами резкие, интрузивные. Ни одна кварц-пиритовая жилка не проникает в дайку из кварц-серицитовых пород. Макроскопически дайка имеет облик зеленого стекла, но в центральной части более зерниста, чем в контактах. Осветление ее отсутствует совершенно. Эти данные главным образом макроскопического изучения дайки в выработке весьма убедительны как признаки порудного (по отношению к кварц-серицитовым пиритизированным породам) возраста дайки.

Базис дайки во всех ее участках представлен светло-зеленым магматическим стеклом. Но в то же время в ней отчетливо выделяются две эндоконтактные зоны каждая мощностью около 1 см и центральная зона мощностью от 2—3 до 5 см. Главное различие зон заключается в текстуре стекловатого базиса. В эндоконтактных зонах он представлен гомогенным стеклом, в центральной части — стеклом с типичной эмульсионной текстурой. Менее заметное отличие — избирательная приуроченность наиболее крупных порфириковых вкрапленников только к центральной зоне.

Порфириновые вкрапленники плагиоклаза в центре дайки более полно серицитизированы, чем в краевых зонах. Цветной минерал хлоритизирован и карбонатизирован. Порода сечется поперечными трещинами отрыва, которые обычно не достигают противоположного зальбанда. Трещины заполнены карбонатом, участками хлоритом и кварцем. Для химического состава характерно сравнительно высокое содержание воды, входящей, очевидно, в состав стекла. Центральная часть дайки более богата алюминием и калием и менее — кремнеземом, чем эндоконтактные зоны (Скрипченко, 1966).

В описанном примере взаимоотношений диоритовых порфиритов с рудными образованиями мы имеем случай исключительно хорошей сохранности очень тонкой дайки в полностью гидротермально переработанных спилитах. Это свидетельствует о более молодом возрасте дайки по сравнению с кварц-серицитовыми пиритизированными породами.

### Изотопный состав серы в колчеданных рудах

В рудах Худесского месторождения был выполнен ряд изотопных определений серы (Скрипченко и др., 1963).

В Главном рудном теле были отобраны две группы проб: из центра линзы (табл. 2, образцы 9,27) и из сульфидно-гематитовых руд восточного фланга (см. табл. 2, образцы 10, 11, 12, 13, 14, 28, 29, 30).

В массивных колчеданных рудах в центре тела хорошо выражены три генерации пирита. Изотопный состав серы у всех трех генераций оказался очень близким: отношение  $S^{32}/S^{34}$  для скрытокристаллической смеси пирита I и халькопирита составляет 22,17, для пирита II 22,16 и для пирита III 28,18 (см. табл. 2, образцы 9,18). Это сходство можно объяснить тем, что пириты II и III часто образуют метакристаллы и жилы в агрегате пирита I и являются продуктом собирательной перекристаллизации последнего, видимо, без привноса или выноса компонентов.

Изотопный состав серы в сульфидно-гематитовых рудах отличен от состава серы в сульфидах центра линзы. Боковые части пластообразного тела сульфидно-гематитовых руд выполнены существенно гематитовым агрегатом, центральная часть пирит-халькопиритовой рудой

## Изотопный состав серы сульфидов Худесского месторождения

№ образца	Место взятия образца	Описание минералов	S <sup>32</sup> /S <sup>34</sup>	SS <sup>32</sup> , %
1	<i>Главное рудное поле</i> Массивные руды	Существенно пиритовая скрытокристаллическая медноколчеданная руда, пирит I	22,17	+0,12
2	То же	То же, пирит II (среднезернистый)	22,16	+0,19
3	" "	Пирит III (крупнозернистый) из жилы в массивной медноколчеданной руде	22,18	+0,07
9	" "	Пирит III из массивной руды на контакте с дайкой диоритового порфирита	22,18	+0,08
10	Сульфидно-гематитовые полосчатые руды	Тонкая смесь пирита и халькопирита из центра залежи	22,16	+0,18
11	То же	Тонкая смесь пирита и халькопирита из верхней приконтактной части залежи	22,20	0,00
12	" "	Пирит I из весьма тонкой полоски (1 мм) колчеданной руды в кремнисто-гематитовом агрегате	22,20	0,00
13	Сульфидно-гематитовые полосчатые руды	Борнит из согласной полоски в кремнисто-гематитовом агрегате	22,29	-0,38
14	То же	То же	22,30	-0,44
15	Другие виды минерализации	Пирит из пиритизированных кварц-серицитовых пород лежачего бока	22,17	+0,13
15a	То же	Пирит из вкрапленности в хлоритизированной породе	22,13	+0,31
15б	" "	Пирит из мощной существенно пиритовой жилы в кварц-серицитовой породе	22,13	+0,32
16	" "	Смесь сфалерита и галенита из тех же пород, что и образец 15	22,17	+0,15
17	" "	Пирит из обеленной части дайки диоритового порфирита, секущей массивную руду	22,17	+0,12
18	<i>Промежуточное рудное тело</i>	Пирит из объединенной пробы массивной медноколчеданной руды	22,17	+0,15
19	То же	Пирит из обломковидного включения массивной медноколчеданной руды в конглобрекчии на восточном фланге рудной залежи	22,17	+0,12
20	" "	Пирит из пиритизированных кварц-серицитовых пород лежачего бока	22,17	+0,24
20a	Промежуточное рудное тело	Пирит из вкрапленности в кварц-серицитовой породе	22,15	+0,24
20б	То же	Пирит из существенно пиритной жилы в кварц-серицитовой породе	22,13	+0,31
21	" "	Пирит из тех же пород, что и образец 14, но на контакте с дайкой гранит-порфира	22,15	+0,22

№ образца	Место взятия образца	Описание образца	S <sup>32</sup> /S <sup>34</sup>	SS <sup>32</sup> , %
22	Другие рудопроявления	Пирит из обломковидного включения массивной медно-колчеданной руды в туфобрекчиях центрального горизонта рудовмещающей свиты	22,18	+0,10
23	То же	Пирит из Северной зоны пиритизированных пород	22,13	+0,32
24	" "	Пирит из вкрапленности в пострудной дайке гранит-порфира среди филлитов туфосланцевой свиты	22,15	+0,23
25	" "	Пирит из пиритной конкреции в кремнистых сланцах надрудной туфосланцевой свиты	22,75	-2,48
27	Главное рудное тело	Пирит II из центра рудного тела на глубоком разведочном горизонте	22,16 22,14 22,17	+0,19 +0,29 +0,15
28	То же	Пирит из центра пластового тела полосчатых руд	22,15	+0,23
29	" "	Пирит из лежащего бока пластового тела полосчатых руд	22,19 22,17	+0,05 +0,15
30	" "	Пирит из висящего бока пластового тела полосчатых руд	22,20 22,18	+0,00 +0,10
31	—	Среднее значение для пиритов массивных руд	22,18	+0,10
32	—	Среднее значение для пиритов пиритизированных кварцсерицит-хлоритовых пород	22,15	+0,23

с большим количеством полосок кремнисто-гематитового состава. В одном разрезе сульфидная сера в центре имеет отношение  $S^{32}/S^{34}=22,16$  (см. табл. 2, образец 10), в зальбандах же, где роль гематита резко возрастает,  $S^{32}/S^{34}=22,20$  (см. табл. 2, образцы 11 и 12). Во втором разрезе отношение  $S^{32}/S^{34}$  изменяется от 22,17 в центре до 22,20 в зальбандах (см. табл. 2, образцы 28, 29, 30). В отдельных участках тела сульфидно-гематитовых руд пирит и халькопирит почти полностью вытесняются борнитом, образующим сплошные агрегаты в тесной ассоциации с гематитом. Изотопный состав серы в борните характеризуется еще более высоким значением отношения  $S^{32}/S^{34}$ , равным 22,28—22,30 (см. табл. 2, образцы 13 и 14).

По данным проведенных определений для сульфидов массивных руд и других видов минерализации Худесского месторождения выявилось в общем большое постоянство изотопного состава серы, характеризующегося средним отношением  $S^{32}/S^{34}$ , равным 22,17, подсчитанным на основании определений в 25 образцах.

Данные табл. 2 позволяют сравнить изотопный состав серы в массивных рудах и зонах пиритизированных пород. В ореоле пиритизации около Промежуточной залежи отношение  $S^{32}/S^{34}$  в пирите равно 22,15 (образцы 20 и 21), а в пирите объединенной пробы из массивной руды 22,17 (образец 18). В ореолах измененных пород имеется большое число жил существенно пиритной массивной руды. Пириты двух жил мощностью около 1 м имеют отношение  $S^{32}/S^{34}$ , равное 22,13 и 22,15.

Среднее значение отношения  $S^{32}/S^{34}$  для пиритов массивных руд равно 22,18, для пиритов пиритизированных кварц-серицит-хлоритовых пород 22,15. Вероятнее всего, источником серы для тех и других явились одни и те же глубинные магматические очаги. Более того, как было показано ранее, массивные руды и пиритизированные породы генетически взаимосвязаны и образовались в один и тот же период времени. Некоторые отличия изотопного состава серы в пиритах скорее всего обусловлены различными условиями образования массивных руд и метасоматитов.

Следует отметить, что по устойчивому показателю вариаций изотопов S и по ее приближению к метеоритному стандарту Худесское месторождение отвечает типичным колчеданным месторождениям мира, источник серы рассматривается как глубинный мантийный, связанный с базальтоидным магматизмом.

## КУБАНО-ДАУТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

### *Геологическое строение*

Кубано-Даутский рудный район располагается в юго-восточной части Урупо-Кубанской подзоны в междуречье Теберда — Кубань. В современной структуре зоны он представляет собой относительно приподнятый тектонически ограниченный блок среднепалеозойских отложений, первоначально обособившийся как структурно-фациальная постройка еще в начальный этап развития герцинской эвгеосинклинали. С юга район примыкает к зоне Главного хребта, контактируя с последней по Южному (Пшекиш-Тырныаузскому) разлому, а с севера и северо-востока ограничен региональным взбросом, являющимся границей Картджуртской и Урупо-Кубанской структурно-фациальных подзон (рис. 18).

Широко развитые в Кубано-Даутском районе разнообразные магматические породы могут быть объединены в два вулканогенных (девонский и нижекарбоновый) и интрузивный (нижекарбоновый) комплексы.

Девонский вулканогенный комплекс является рудовмещающим. По составу пород и месту в истории тектоно-магматического развития данной области этот комплекс соответствует спилито-кератофировой формации подвижных зон Ю. А. Кузнецова. В составе комплекса распространены породы эффузивной фации (70—80% объема), менее развиты породы субвулканической и жерловой фаций.

Эффузивная фация представлена двумя контрастными петрохимическими ассоциациями лав: базальтовой и липаритовой. Лавы основного состава слагают обычно мощные (до 100 м) достаточно выдержанные покровы. Среди них преобладают базальтовые порфириды, реже отмечаются диабазы и еще реже андезитобазальтовые порфириды. Как правило, основные эффузивы интенсивно динамометаморфизованы и нередко особенно вдоль южной границы района превращены в порфиритоиды и зеленые сланцы. Лавы кислого состава представлены альбитизированными дацит-липаритовыми и плагиолипаритовыми порфирами (кварцевыми альбитофирами). В отличие от основных эффузивов для них типична четко выраженная порфирировая структура. Во вкрапленниках альбит и кварц, иногда только кварц.

Относительно широко распространены в районе осадочно-пирокластические отложения. Они представлены туфами кислого, среднего и реже основного составов, а также туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, глинисто-кремнистыми и филлитовидными сланцами.

Субвулканическая фация девонского комплекса, как и собственно эффузивная, представлена петрохимически контрастными породами.

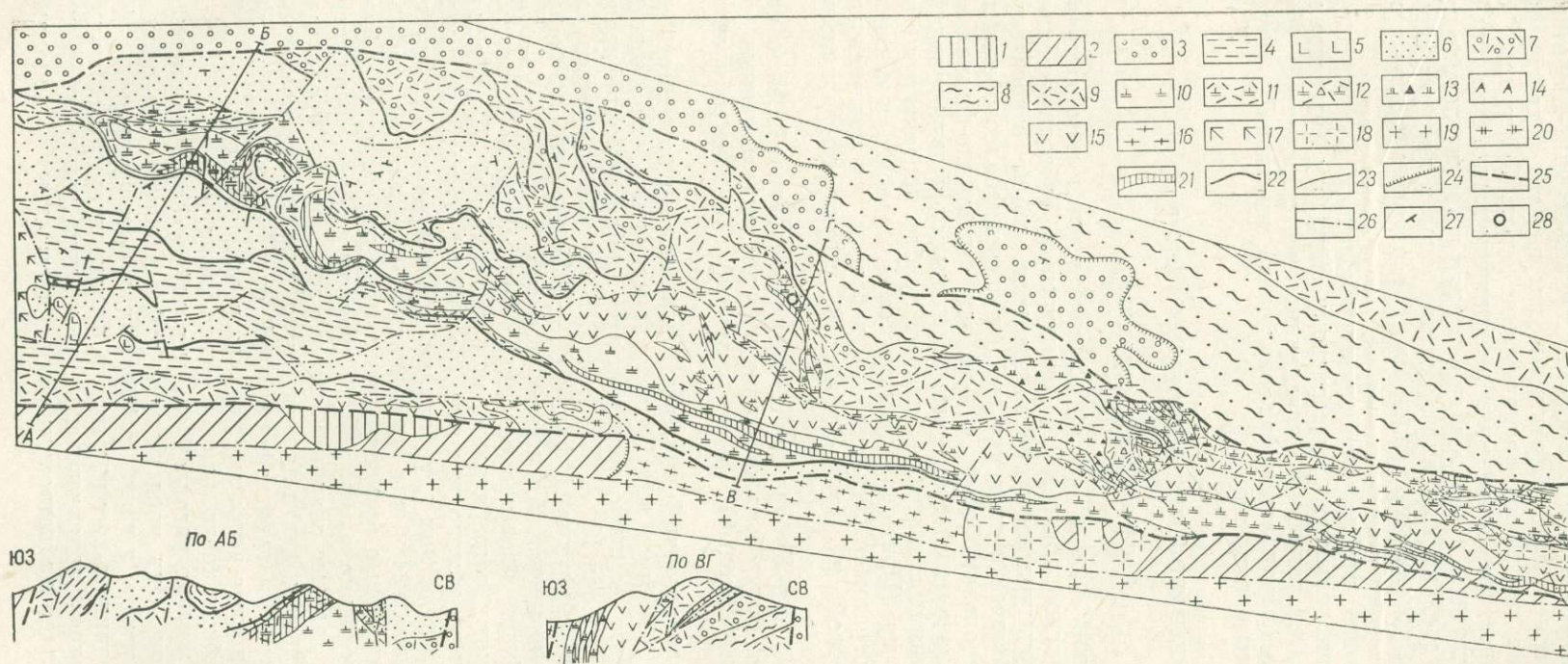


Рис. 18. Схема геологического строения центральной части Кубано-Даутского района. Составил Н. А. Савченко с использованием материалов Ю. И. Алексеенко, Л. И. Яковлева и Н. С. Адеева.

Нижний триас: 1 — алевриты, песчаники, конгломераты. Нижняя — верхняя пермь: 2 — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы. Средний — верхний карбон: 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты. Нижний карбон, кольчубинская свита: 4 — филлиты, кварц-хлоритовые сланцы, конгломераты, песчаники, известняки; 5 — диабазы. Верхний девон, пастуховская свита: 6 — кварцевые песчаники, известково-глинистые сланцы, известняки. Верхний — средний девон, кардэжуртская свита: 7 — конгломераты, песчаники, алевролиты, туфско-конгломераты, туфопесчаники; 8 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Кизилкольская свита, осадочно-вулканогенная мергеля, песчаники, алевролиты, туфско-конгломераты, туфопесчаники; 9 — туфы среднего состава, туффиты, туфопесчаники, кремнисто-глинистые сланцы. Пирокластолававая толща: 10 — кварцевые альбитофиры, кристаллотуфы кислого состава; 11 — туфы, игнибриты; 12 — лавобрекчи и эксплозивные брекчи кислого состава; 13 — субвулканические кварцевые альбитофиры, кристаллотуфы кислого состава; 14 — субвулканические кне диабазы; лавовая толща; 15 — базальтовые порфириды, диабазы с дайками кварцевых альбитофиров. Докембрий — нижний палеозой: 16 — кристаллические сланцы; 17 — габбро; 18 — плагнограниты, 19 — граниты; 20 — сиенито-диориты; 21 — хлорит-серпичит-кварцевые метасоматиты с сульфидами; 22 — границы стратиграфические между свитами, толщами; 23 — границы между породами; 24 — границы стратиграфического несогласия; 25 — долговживущие глубинные разломы; 26 — прочие тектонические контакты; 27 — элементы залегания пород; 28 — Даутское месторождение

С одной стороны, это дацит-липаритовые и липаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры), с другой — диабазы и габбро-диабазы. Они образуют пластовые залежи и дайки, реже менее правильные секущие тела. Субвулканические образования кислого состава количественно преобладают и отмечаются по всему разрезу девонских вулканогенных образований. Наиболее насыщена ими нижняя часть вулканогенной толщи. Дайки и пластовые залежи диабазов и габбро-диабазов менее многочисленны. Пространственно они тяготеют к полям максимального развития лав основного состава и участкам эродированных вулканических аппаратов трещинно-центрального типа. Субвулканические породы полихронны. Формирование их, судя по особенностям размещения в разрезе и структурному контролю, имело место в течение всего периода накопления вулканогенного комплекса.

Породы жерловой фации развиты незначительно. Представлены они автомагматическими брекчиями, кристаллотуфами, лавобрекчиями и эксплозивными туфобрекчиями кислого состава, слагающими изометричные и линейно-вытянутые в плане тела.

По химическому составу эффузивные и субвулканические образования девонского вулканогенного комплекса сравнимы с известково-щелочными породами типа Пеле. Отклонения их химического состава от состава нормальных известково-щелочных пород проявляются в следующем. Отдельные разности пород как кислого, так и основного состава характеризуются слабо повышенной щелочностью, значительная часть пород липарито-дацитового состава пересыщена глиноземом, а основные представители ряда характеризуются большим содержанием свободной извести. Общей особенностью пород является преобладание натрия над калием, причем наиболее отчетливо эта закономерность выражена в группе основных пород, где преобладают исключительно натровые разности.

Девонский вулканогенный комплекс латерально и в разрезе неоднороден. В крупном плане в его составе выделяются три подкомплекса: лавовый, пирокласто-лавовый и осадочно-вулканогенный.

Лавовый подкомплекс мощностью около 600 м залегает в основании видимой части разреза вулканогенных образований и сложен преимущественно базальтовыми порфиритами. В центральной и восточной частях района среди базальтовых порфиритов отмечаются отдельные покровы андезито-базальтовых порфиритов, диабазов и эффузивов типа спилитов. Вторым ведущим компонентом подкомплекса являются кварцевые альбитофиры. Объем их в составе толщи местами достигает 20—25% и более. На востоке района кварцевые альбитофиры слагают преимущественно дайки мощностью от 1,5 м до нескольких десятков метров. Далее к западу среди лав основного состава заметно возрастает роль пластовых тел кварцевых альбитофиров. Мощность их 5—20 м, отдельных до 150 м. Природа пластовых залежей кварцевых альбитофиров не всегда ясна. Согласно Л. И. Яковлеву, значительная часть их относится к группе субвулканических образований.

Пирокласто-лавовый подкомплекс представлен главным образом кварцевыми альбитофирами, их лавобрекчиями и туфами. Реже отмечаются покровы игнимбритоидных пород, горизонты туфов смешанного и основного состава мощностью 10—85 м, пластовые тела диабазов, прослой и линзы туффитов, кремнистых сланцев, туфопесчаников, известняков мощностью до 3—50 м. Мощность подкомплекса непостоянна и колеблется от 50 до 700 м и более. Вдоль южной границы района он на отдельных участках как бы выклинивается или фациально замещается отложениями лавового подкомплекса. В целом для района мощность подкомплекса закономерно возрастает по простиранию с востока на запад и уменьшается вкрест общего простирания с севера на юг.

Осадочно-вулканогенный подкомплекс сложен пирокластами среднего (андезитового и андезито-дацитового) состава с линзами и прослоями алевропелитовых туффитов мощностью 0,1—6 м, горизонтами чередования филлитовидных, глинисто-кремнистых сланцев и туффесчаников мощностью 10—120 м, кремнистых сланцев (1—3 м). Отмечаются покровы лав и горизонты туфов кислого состава мощностью 5—25 м. В крупном плане осадочно-вулканогенные отложения объединяются в линзовидную залежь, выклинивающуюся в южном направлении. На севере района она перекрывает лавопирокластические отложения, а в центральной части южным флангом как бы вклинивается в них. Максимальная видимая мощность осадочно-вулканогенных отложений отмечается вдоль северной границы района в бассейнах рек Даут и Дженаид, где она составляет 800—900 м, минимальная 3—10 м — на юго-западе района в междуречье Даут — Кыркол.

Второй вулканогенный комплекс нижнекарбонového возраста представлен диабазами и диабазовыми порфиритами субвулканической фации, локализованными в верхнедевонских — нижнекарбонových известняково-терригенных отложениях пастуховской и кольтюбинской свит на крайнем западе района. Субвулканические породы слагают здесь отдельные пластовые залежи мощностью до 100 м и более, нередко выполняющие ядра брахисинклинальных складок.

В районе отмечаются гипабиссальные среднепалеозойские интрузии диоритов, габбро и плагиогранитов.

Нижний возрастной предел этих интрузий определяется верхнедевонским — нижнекарбонovým возрастом вмещающих пород, а верхний — трансгрессивным налеганием на них в соседних районах конгломератов башкирского яруса.

Распределение химических элементов в вулканогенных породах рудного поля изучено на основе математической обработки результатов приближенно-количественных спектральных анализов проб, отобранных в разрезе по р. Даут и из керна ряда скважин. Как видно из табл. 3, содержания всего определяемого комплекса элементов породы района ниже кларковых концентраций. Свообразием геохимии вулканогенных пород рудного поля является изменчивость отношений средних содержаний цинка и меди в различных породах. Распределение элементов в подавляющем большинстве случаев подчиняется логнормальному закону. Кварцевые альбитофиры содержат меди меньше, чем диабазы, но в них накапливается цинк.

Главной особенностью структуры среднепалеозойских отложений района является сочетание линейно-вытянутых складок общекавказского простирания с продольными нарушениями, главным образом типа взбросов. В отложениях среднего палеозоя отчетливо выделяется два типа складчатых структур: продольные складки общекавказского простирания, являющиеся стержневыми пликативными структурами района, и продольная и диагональная складчатость, им подчиненная.

Морфологически складки первого типа — это нормальные или асимметричные, местами опрокинутые линейные сопряженные антиклинали и синклинали северо-западной ориентировки, формирование которых обычно происходит в условиях бокового сжатия пород. Впервые установленное Ю. И. Алексеенко на участке Кыркол-Даутского междуречья изменение мощностей осадочно-вулканогенных и известково-терригенных отложений на крыльях и в сводовых частях антиклиналей и синклиналей позволяет в определенной мере рассматривать некоторые складки как структуры конседиментационного заложения. Протяженность отдельных складок обычно превышает несколько километров, падение пород на крыльях 35—85°, генеральное простирание осевых плоскостей северо-западное, падение вертикальное, либо преимущественно северное под углом 60—85°. Довольно обычны ундуляция шарниров и

Содержания некоторых металлов в породах Кубано-Даутского района

Свита	Литологические разновидности пород	Фоновые содержания, $\mu \cdot 10^{-3} \%$									
		Cu	Zn	Pb	Mn	Ni	Co	V	Cr	Mo	Ti
Кизилкольская	Диабазы	4,42	3,96	<0,40	96,40	3,20	3,04	8,90	1,16	<0,20	320,00
	Альбитофиры кварцевые	3,10	4,27	0,92	23,80	0,44	0,79	2,10	1,00	<0,20	95,50
	Альбитофиры кварцевые крупнопорфировые	3,52	3,38	0,61	16,70	0,50	0,80	2,38	1,00	<0,20	107,00
Картджуртская	Туфы основного состава	5,80	3,67	0,87	76,10	1,81	2,03	9,90	1,77	<0,20	160,00
	Туфы смешанного состава	4,00	5,62	1,41	54,20	0,26	0,32	0,80	0,54	<0,10	74,00
	Туфобрекчии смешанного состава	4,73	5,13	1,20	67,60	0,72	0,76	8,96	1,04	<0,10	200,00
	Туфоконгломераты	4,30	<3,00	0,61	47,30	2,10	1,40	7,75	4,40	0,20	200,00
Пастуховская	Известняки мраморизованные	0,82	<3,00	0,65	60,30	0,32	<0,80	<1,00	<1,00	0,10	26,00

значительные местные изгибы осевых плоскостей. В крупном плане складки ориентированы под острыми углами к ограничивающим район разломам и как бы срезаются последними, образуя систему эшелонированных структур, косо ориентированных по отношению к общей вытнутости рудного района и зоны в целом.

Складки второго типа линейные, либо брахиморфные. Длина их, как правило, не превышает 1 км, падение пород на крыльях обычно более пологое.

Широко проявленная в отложениях среднего палеозоя разрывная тектоника обуславливает сложное, мозаичное блоковое их строение. Наиболее значительны ограничивающие район длительно развивавшиеся разломы. Морфологически крупный Пшекиш-Тырныаузский разлом представляет собой систему сближенных разрывов запад-северо-западного простирания ( $270\text{--}280^\circ$ ) вертикального или крутого южного падения. Разлом, ограничивающий район с севера, является шарнирным взбросом. Генеральное простирание его  $290^\circ$ , падение южное  $50\text{--}80^\circ$ . Вертикальная амплитуда перемещения на западе района оценивается несколькими километрами, а на востоке — первыми сотнями метров.

Широко проявленные в районе продольные нарушения оказывают наиболее существенное влияние на формирование блоковой структуры района. Простирание их субширотное ( $260\text{--}290^\circ$ ), падение преимущественно южное под углом  $35\text{--}85^\circ$ . Вертикальные амплитуды смещения по наиболее крупным из них измеряются первыми сотнями метров. Преобладают нарушения взбросового и взбросо-надвигового типа, менее развиты разрывы типа сбросов. Вторая группа разрывных структур, так называемых диагональных нарушений, представлена двумя широко проявленными системами тектонических контактов, имеющих простирание соответственно  $305\text{--}335^\circ$  и  $35\text{--}45^\circ$ . Падение контактов вертикальное или крутое ( $76\text{--}85^\circ$ ) в северных и южных румбах. Морфологически нарушения представляют собой зоны милонитов, нередко с затертыми обломками вмещающих пород. Диагональные разрывы, по-видимому, представляют собой ряд систем сколовых трещин типа сдвига, закономерно сопряженных с системами взбросо-надвигов. Формирование тех и других, очевидно, было не одноактным, о чем свидетельствует приуроченность к отдельным их представителям разновозрастных субвулканических и интрузивных проявлений среднепалеозойского магматизма.

В строении среднепалеозойских толщ запечатлена история развития района, охватывающая раннегерцинский (собственно геосинклинальный), позднегерцинский (орогенный) и альпийский (субплатформенный) ее периоды. Доступный изучению раннегерцинский интервал истории развития района подразделяется на два подэтапа, отвечающих соответственно девонскому и нижнекарбонному времени. В средне-ранне-верхнедевонское время в районе происходило формирование девонского вулканогенного комплекса. Движение в ранний период его накопления (лавовый подкомплекс) суммарно представляет собой опускания, а образовавшиеся в условиях растяжения трещинные зоны обшекавказского простирания, выполненные телами субвулканических пород, по-видимому, играли роль вулканических аппаратов. В дальнейшем накопление вулканических пород происходило в обстановке заметной тектонической дифференциации вулканического трога, связанной с одной из фаз герцинского орогенеза. Вдоль южной границы района местами вплоть до фаменского времени происходило накопление только лав. На севере района и на отдельных участках в центральной его части поступление вулканического материала происходило из отдельных вулканических аппаратов трещинно-центрального типа, местами в субэаральных условиях. Формировавшиеся в это время дайки суб-

вулканических пород, наряду с субширотной ориентировкой, местами имеют субмеридиональное и северо-западное простирание. На фоне общего замедленного прогибания отдельные блоки района имели ясно выраженную тенденцию к воздыманию.

Второй этап деформаций в процессе накопления среднепалеозойского комплекса пород проявился на границе верхнего девона и нижнего карбона. Фиксируется он горизонтом базальных конгломератов в основании разреза нижнего карбона. Очевидно, в этот период происходило частичное замыкание девонской эвгеосинклинали. В последующем на относительно консолидированном основании девонских образований формировался локальный нижекарбонный прогиб, восточное окончание которого представлено Тебердинской синклиналью.

Следующий этап деформаций отвечает внедрению субвулканических интрузий основного состава нижекарбонного времени. Размещение субвулканических тел местами отчетливо контролируется явно сопряженными с линейной складчатостью системами нарушений субширотной и диагональной к ним ориентировки.

В главную фазу раннегерцинской складчатости, проявившуюся на границе  $D_3$ — $C_1$ , происходило внедрение гипабиссальных интрузий, окончательное оформление линейной складчатости и сопряженной с нею системы разрывов взбросо-надвигового и сдвигового типа.

Деформации в позднегерцинский и альпийский этапы развития района имели характер главным образом блоковых перемещений разного знака вдоль ранее сформировавшихся разломов.

### *Колчеданные рудопроявления*

Учкулан-Даутский район относится к числу наименее опосредованных рудных районов зоны Передового хребта. Его металлогенические особенности определяются широким развитием в отложениях девонского вулканогенного комплекса проявлений колчеданного типа. Геологосъемочными работами в районе выявлено значительное число крупных пиритизированных гидротермально-метасоматических зон. Морфология, меденосность и внутреннее строение зон изучены недостаточно. Обычно это линзовидные пластовые залежи серицит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов по вулканитам кислого и основного составов; реже форма метасоматических залежей более сложная, жило- и воронкообразная. Содержание сульфидов в зонах непостоянно и колеблется от 2—5 до 20% и более. Преобладает пирит. На одной из зон района, Медведюковской, в последние годы был проведен комплекс поисково-разведочных работ (Б. А. Петросянец, Н. А. Савченко и др.), позволивший выявить небольшое по масштабам Даутское месторождение цинк-медноколчеданных прожилково-вкрапленных руд. Месторождение вскрыто тремя штольнями. Рудные тела разведаны ортами и подземными скважинами из штолен. Плотность разведочной сети в среднем  $100 \times 120$  м. Рудные тела являются «слепыми». Граница их по восстанию определена наземными скважинами.

Даутское месторождение расположено в северо-западной части района в пределах области максимальных мощностей лав и пирокластов кислого состава в разрезе девонского вулканогенного комплекса. Развитые на участке месторождения вулканогенные породы кизилкольской свиты четко дифференцированы на две толщи: нижнюю пирокласто-лавовую и верхнюю осадочно-вулканогенную (рис. 19, 20). Рудовмещающая пирокласто-лавовая толща, мощность которой превышает 700 м, сложена исключительно вулканитами липаритового и дацит-липаритового состава, среди которых преобладают туфы. Низы видимой части ее разреза представлены дацит-липаритовыми псефитовыми кристаллокластическими туфами и крупнопорфировыми плагиолипарит-

товыми порфирами субвулканического облика, на северо-востоке прорванными линейно-вытянутым телом экструзивных лавобрекчий того же состава. Верхняя часть толщи на севере участка сложена преимущественно агломератовыми туфами, а на юге лавами кислого состава. В составе толщи отмечаются пластовые залежи субвулканических диабазов, наиболее значительные из которых тяготеют к полю выходов лавобрекчий.

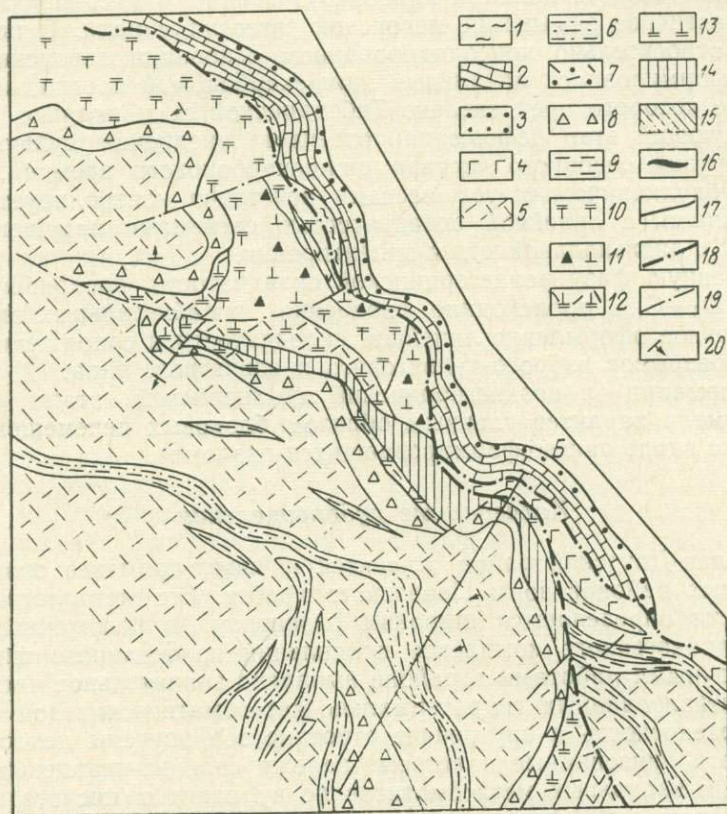


Рис. 19. Геологическая карта Даутского месторождения. Составил Н. А. Савченко при участии Е. М. Соколова.

Верхний девон, пастуховская свита: 1 — углистые сланцы; 2 — мраморы; 3 — песчаники, алевролиты. Средний девон, карджюртская свита, осадочно-вулканогенная толща; 4 — туфы базальтового состава; 5 — туфы андезитового и дацитового состава; 6 — переслаивание филлитовидных, глинисто-кремнистых сланцев, туффитов, туфопесчаников; 7 — песчаники, туфопесчаники; 8 — агломератовые туффиты среднего состава; 9 — филлитовидные сланцы; пирокласто-лавазовая толща; 10 — туфы липарито-дацитового состава, крупнопорфировые кварцевые альбитофиры; 11 — экструзивные лавобрекчи кислого состава; 12 — туфы кислого состава, литокристаллокластические, агломерато-псаммитовые; 13 — кварцевые альбитофиры; 14 — серицит-кварцевые метасоматиты с пиритом; 15 — хлорит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с сульфидами; 16 — цинк-медноколчеданные прожилково-вкрапленные руды; 17 — границы между свитами и толщами; 18 — основные тектонические нарушения; 19 — прочие тектонические контакты; 20 — элементы залегания пород.

Вулканиды кислого состава несогласно перекрываются слоистым комплексом пород осадочно-вулканогенной толщи, в основании которой залегает горизонт туффитов и туфопесчаников, терригенная составляющая их представлена обломками вулканогенных пород нижележащих толщ. Среди последних нередко наблюдаются обломки пиритизированных пород, аналогичных породам рудоносной зоны месторождения.

В структурном плане участок месторождения приурочен к южному крылу Даутской антиклинали и представляет собой моноклираль субширотного простирания с падением пород на юг под углом 20—60°. В пределах месторождения моноклираль дополнительно осложнена се-

рией подчиненных складок и рядом систем небольших разрывных нарушений, сопряженных с главным разломом участка. Морфологически последний выражен как плотная зона милонитов мощностью 0,5—6 м, заключенная в чехол (до 5 м) тектонических брекчий. Простираение нарушения северо-западное, падение юго-западное под углом 30—35°. Являясь пострудным надвигом, разлом ограничивает с северо-востока и по падению блок вулканогенных пород, определяя тем самым его размеры и возможные границы распространения колчеданной минерализации.

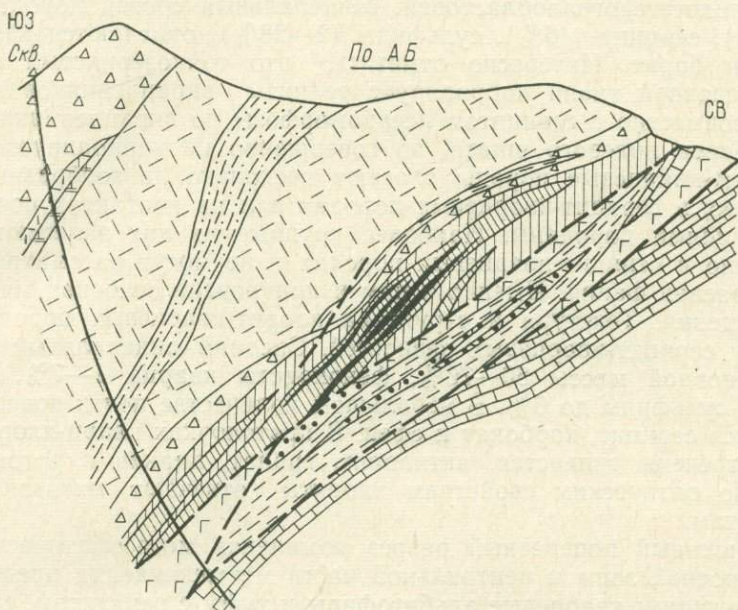


Рис. 20. Геологический разрез Даутского месторождения. Составил Н. А. Савченко. Условные обозначения см. на рис. 19.

Месторождение представлено рядом тел цинк-медноколчеданных прожилково-вкрапленных руд. Их минеральный состав следующий: пирит, сфалерит, редко теннантит, галенит, аргентит, барит и гематит; нерудные — кварц, серицит, хлорит (репидолит), редко карбонат. Рудные тела размещаются в границах стратифицированной зоны пиритизированных метасоматитов хлорит-серицит-кварцевого состава, приуроченной к верхней части разреза пирокласто-лавовой толщи (см. рис. 19 и 20). В разведанной части рудоносная зона представляется как уплотненная со стороны висячего бока линзовидная залежь, основание которой на юго-восточном фланге месторождения срезано надвигом. Со стороны висячего бока залежь перекрывается покровом дацит-липаритовых порфиров, а на отдельных участках туффитами. Контакты метасоматитов с перекрывающими породами в обоих случаях четкие. Кислые эффузивы повсеместно неравномерно окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Наряду с тонкораспыленным гематитом местами в них отмечаются вкрапленность пирита и прожилки железной слюдки. В отличие от лав туффиты по существу не затронуты околорудными гипогенными изменениями. Лишь непосредственно на контакте они местами несколько серицитизированы. Граница рудной залежи с кислыми вулканитами лежащего бока постепенная.

Метасоматическая залежь фациально неоднородна. В ее строении принимают участие серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые разности метасоматитов.

Серицит-кварцевые метасоматиты слагают примерно 80% объема рудной зоны. Внешне это серые, светло-серые афанитовые породы, как правило, с четкой реликтовой порфировой или обломочной структурой. Текстура пород сланцеватая, реже на отдельных участках брекчиевиднo-пятнистая. Характерной особенностью серицит-кварцевых пород является наличие в них неравномерно рассеянной вкрапленности зерен, гнездообразных скоплений, прожилков и линзочек пирита. Изредка совместно с пиритом отмечаются халькопирит и сфалерит. Структура пород реликтовая порфировая, либо обломочная, основной ткани — грано- и лепидогетерогранобластовая. Минеральный состав пород: кварц (48—83%), серицит (46%), сульфиды (2—28%), отмечаются карбонат, гематит и барит. Интересно отметить, что тонкозернистый агрегат кварца основной ткани корродирует реликты вкрапленников кварца, образуя совместно с серицитом псевдоморфозы по вкрапленникам и обломкам зерен полевого шпата, но совершенно не корродирует пирит.

Хлорит-кварцевые породы слагают несколько линзообразных тел, залегающих в серицит-кварцевых породах или на контактах последних с вмещающими породами. Наиболее крупные из них залегают непосредственно в серицит-кварцевых породах и не могут рассматриваться как их краевая фация. Именно к ним и приурочена основная масса руд месторождения. Текстура и структура хлорит-кварцевых пород такая же, как у серицит-кварцевых разновидностей. Средний минеральный состав: кварц основной массы 50—70%, фенокристы кварца 1—7%, хлорит 30—50%, сульфиды до 6%. В небольшом количестве почти повсеместно отмечаются серицит, карбонат и сфен. В протолочках кварц-хлоритовых пород встречены гиперстен, актинолит, гранат, циркон и роговая обманка. По оптическим свойствам хлориты отвечают магнезиальным прохлоритам.

Обобщенный поперечный разрез комплекса метасоматических пород рудоносной зоны в центральной части месторождения представляется следующим: кварцевые альбитофиры и туфы с гематитом, серицит-кварцевые породы с пиритом, хлорит-кварцевые породы с сульфидами, серицит-кварцевые породы с пиритом, кварцевые альбитофиры с пиритом и гематитом. По простиранию и падению наблюдается следующая смена: серицит-кварцевые породы с пиритом, серицит-хлорит-кварцевые породы с сульфидами, хлорит-кварцевые породы с сульфидами, серицит-хлорит-кварцевые породы с сульфидами, серицит-кварцевые породы с пиритом. Поскольку между кислыми вулканитами и метасоматическими породами устанавливаются постепенные переходы, а в последних обычно сохраняются реликтовые порфировые и обломочные либо кристаллокластические структуры, есть все основания полагать, что гидротермально-метасоматическому изменению в пределах месторождения подверглись кислые эффузивы и их туфы. Пространственное размещение хлорит-кварцевых пород, характер контактов с серицит-кварцевыми метасоматитами, наличие в них участков серицит-кварцевых пород, замещение хлорита серицитом указывают на то, что хлорит-кварцевые породы образовались по серицит-кварцевым, а те и другие являются продуктами единого во времени гидротермального процесса. В последнем выделяются две стадии: 1) образование серицит-кварцевых пород и 2) образование хлорит-кварцевых пород. Смена состава пород указывает на эволюцию гипогенных растворов во времени от кислых к щелочным. Количественная сторона метасоматического процесса, приведшего к образованию рудомосной зоны, показана на рис. 21.

В гидротермально-метасоматических образованиях, как уже отмечалось, повсеместно отмечаются неравномерно рассеянная вкрапленность, гнездообразные скопления, прожилки и линзовидные обособления сульфидов, главным образом пирита, обычно с кварцем, хлоритом,

серицитом, реже баритом и карбонатом. Минеральный состав рудных обособлений непостоянен и нередко довольно резко изменяется в пределах одного и того же прожилка или обособления. Непостоянны и количественные соотношения в них рудных и нерудных минералов.

Несмотря на определенные отличия в минеральном составе рудных обособлений и тесную пространственную их связь, взаимные пересечения одних другими не отмечаются. Более того, в целом для зоны ме-

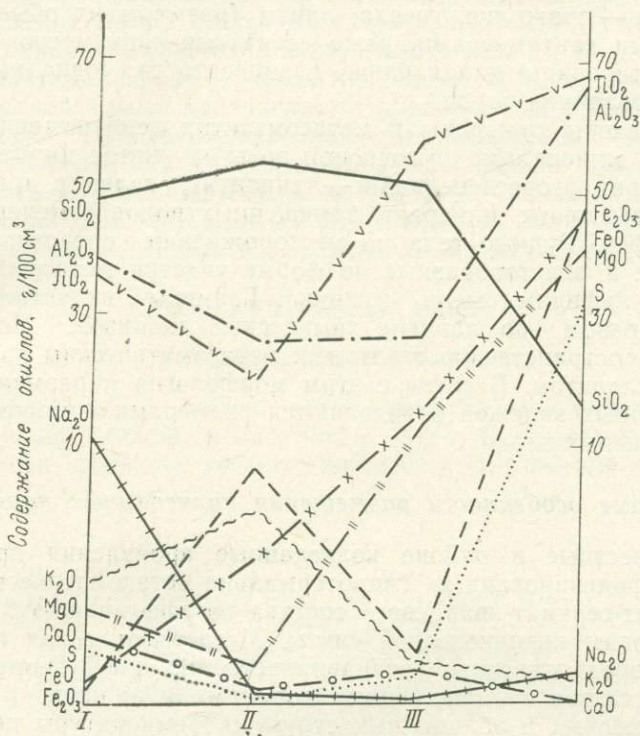


Рис. 21. Диаграмма изменения химического состава гидротермально-метасоматических пород рудной зоны Даутского месторождения. Пересчет химических анализов по методу Н. И. Наковника.

I — относительно неизменные кварцевые альбитсфирмы; II — серицит-кварцевые породы; III — сульфидно-хлоритовые породы.

SiO<sub>2</sub> нанесено как  $\frac{\text{SiO}_2}{4}$ , а TiO<sub>2</sub>—TiO<sub>2</sub> · 100

тасоматитов устанавливаются некоторые общие носящие фациальный характер изменения в минеральном составе и проявляющиеся более или менее закономерно в пространстве. В частности, рудные обособления кварц-хлорит-сульфидного и хлорит-сульфидного состава, обычно характеризующиеся наиболее высокими концентрациями халькопирита, пространственно совмещены с хлоритсодержащими фациями метасоматитов, а серицит-кварц-сульфидные, для которых обычны невысокие концентрации или отсутствие сульфидов меди,— с серицит-кварцевыми. Повышенные содержания сфалерита наиболее характерны для рудных обособлений, размещающихся в хлорит-серицит-кварцевых метасоматитах, реже в серицит-кварцевых вблизи первых. Присутствие и содержание серицита и хлорита в рудных обособлениях в значительной мере определяются содержанием их во вмещающих породах. В частности, серицит-кварц-сульфидные обособления в хлорит-кварцевых метасоматитах отсутствуют, а наличие хлорит-сульфидных обособлений в серицит-кварцевых метасоматитах является скорее исключением, чем пра-

вилом. Контакты рудных обособлений, обогащенных хлоритом, обычно резкие, серицит-кварц-сульфидных — постепенные. Размещение хлорит-сульфидных прожилков и линз (мощность последних достигает 2—3 м) отчетливо контролируется зонами повышенной трещиноватости и частично дробления метасоматических пород. Местами хлорит-сульфидная масса прожилков является как бы цементом, скрепляющим растрескавшиеся и распавшиеся на отдельные остроугольные обломки участки хлорит-кварцевых пород. Рудные обособления серицит-кварц-сульфидного состава — прожилки, гнезда, линзы (размеры их обычно измеряются первыми сантиметрами, реже десятками сантиметров), как правило, ориентированы параллельно сланцеватости, совпадающей с общим напластованием пород.

Распределены сульфиды в метасоматитах неравномерно. Ведущими рудными минералами рудоносной зоны являются пирит, халькопирит и сфалерит, второстепенными — теннантит, галенит, аргентит и барит, как аксессуарные минералы замещенных пород отмечаются рутил, циркон и сфен. Рудные тела на месторождении представляют собой линзовидные и пластообразные по форме участки метасоматитов, обогащенные сульфидами меди и цинка. Границы их устанавливаются главным образом по данным химических анализов. Подавляющая масса руд пространственно тяготеет к метасоматическим породам, обогащенным хлоритом. В связи с этим морфология и размеры наиболее крупных рудных залежей определяются размерами и морфологией тел хлорит-кварцевых пород.

### *Некоторые особенности размещения колчеданных проявлений*

Все известные в районе колчеданные проявления представляют собой сульфидизированные гидротермально-метасоматические образования хлорит-серицит-кварцевого состава по эффузивно-вулканокластическим породам кизилкольской свиты. Метасоматическая природа рудоносных пород отчетливо устанавливается по диффузионному характеру их контактов с вмещающими породами и наличию в них реликтовых порфировых и обломочных структур. Температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений кварца метасоматических пород района, по данным Г. К. Хрустальной, варьирует в интервале 80—225° С, что косвенно свидетельствует о приповерхностных и субвулканических условиях образования колчеданных рудопроявлений. По минеральному составу, общей геолого-структурной позиции они тождественны околорудным метасоматитам медноколчеданных залежей Урупского, Больше-Лабинского и Худесского рудных полей.

Образование колчеданных проявлений района, по-видимому, происходило непосредственно в период накопления девонских вулканогенных толщ, главным образом до отложения пород картджуртской свиты. На это указывают их тесная пространственная связь с вулканогенными образованиями кизилкольской свиты, наличие обломков околорудных пород и руд в конгломератах картджуртской свиты, эпигенез туффов кровли Медведюковской рудоносной зоны и отсутствие в них, по данным А. З. Акимидзе, первичных ореолов рассеяния меди и цинка, четко фиксируемых во вмещающих зону породах пирокласто-лавовой толщи.

В разрезе кизилкольской свиты колчеданные проявления распределены неравномерно. Наиболее крупные из них отчетливо тяготеют к достаточно определенным литолого-фациальным ее уровням. Положение колчеданосных уровней определяется, с одной стороны, литологической неоднородностью разреза на данных участках, а с другой — периодичностью проявления максимумов газогидротермальной деятельности, во времени отвечающих заключительным этапам прояв-

ления отдельных фаз девонского вулканизма. Наиболее насыщен колчеданными проявлениями уровень, отвечающий области контакта лавовой и пирокластовой толщ и особенно последней с осадочно-вулканогенной.

Положение рудоподводящих структур в районе трассируется выходами колчеданных проявлений. На юге района они пространственно совмещаются с полосой субвулканических кварцевых альбитофиров, на севере и в центральной части района положение их грубо совпадает с линейно-вытянутыми в общекавказском направлении участками вулканических аппаратов трещинно-центрального типа.

По характеру строения девонских вулканогенных толщ и насыщенности колчеданными проявлениями описываемый район весьма сходен с Урупским. С целью конкретного прогнозирования не выходящих на дневную поверхность медноколчеданных залежей для района следует составить крупномасштабную прогнозно-металлогеническую карту и одновременно закончить оценку перспектив на медь глубоких горизонтов ряда меденосных зон пиритизированных метасоматитов.

## УРУПСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

### Геологическое строение

Урупский рудный район расположен в северо-западной части Урупо-Кубанской подзоны в бассейне р. Уруп. В строении района принимают участие комплекс геосинклинальных образований среднего па-

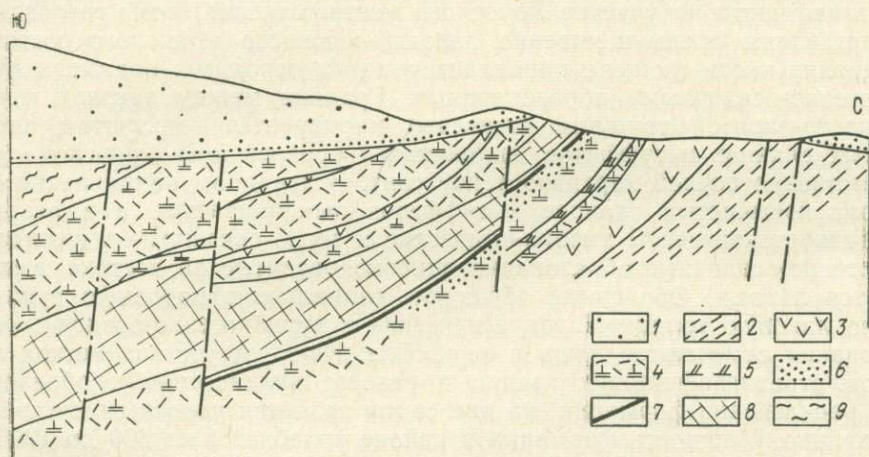


Рис. 22. Геологический разрез Урупского рудного поля.

1 — нижняя юра, алевриты, песчаники; 2 — средний девон, бахмуткинская свита, филлитовидные сланцы; 3 — средний — верхний девон, диабазы; 4 — кварцевые альбитофировые морфриты; 5 — андезит-дацитовые морфриты; 6 — гидротермально измененные породы с сульфидной минерализацией; 7 — массивные и прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; 8 — средний — верхний девон, туфы смешанного и кислого состава; 9 — средний — верхний девон, филлитовидные сланцы

леозоя, красноцветные молассы нижней перми и отложения плинсбахского яруса нижней юры. Медноколчеданное оруденение локализовано в девонских вулканогенных отложениях. Последние, как и отложения среднего — верхнего палеозоя в целом, на подавляющей части территории района перекрыты мощным (до 400—500 м) чехлом терригенных отложений нижней юры (рис. 22). Выходы девонских вулканитов отмечаются в эрозионных врезках рек Урупа и Власинчихи.

По данным картирования и бурения в структуре герцинид девонская вулканогенная формация выделяется как складчатая полоса общекавказского направления, ограниченная с севера полем подстилаю-

щих ее филлитов, а с юга — сложно построенным грабенom, выполненным молассаами перми. Западное окончание района намечается в истоках р. Власинчихи. На востоке рудный район не имеет отчетливой геологической границы. Вулканогенные рудоносные отложения здесь, до того погружаяются под мощный чехол юрских отложений.

Центральная геологически наиболее изученная часть рудного района, в границах р. Уруп на востоке и верховьях р. Власинчихи на западе, обычно выделяется в Урупское рудное поле.

### *Схема расчленения осадочно-вулканогенных пород рудного поля*

Отложения среднего палеозоя в районе представлены осадочными и вулканогенными образованиями девона. В их составе по литологическим признакам принято выделять три свиты (снизу вверх): бахмуткинскую, кизилкольскую и картджуртскую.

Бахмуткинская свита представлена филлитовидными сланцами, алевролитами, которые прорваны мощными (до 200 м) пластообразными залежами субвулканических плагиоклазовых порфиритов. В самых верхих свиты отмечаются единичные покровы диабазов. Видимая мощность свиты более 1 км. Немногочисленные находки фауны в конгломератах позволяют условно датировать ее средним девонem (Афанасьев и др., 1963).

Кизилкольская и картджуртская свиты образуют генетически и литологически единую рудоносную осадочно-вулканогенную формацию, согласно налегающую на филлитовидные сланцы бахмуткинской свиты.

Рудоносная формация фациально неоднородна. На востоке района, в частности на участке Урупского месторождения, низы ее разреза представлены преимущественно лавами основного и кислого состава, а верхняя часть сложена пирокластическими породами, лавами и вулканогенно-осадочными образованиями. Граница между лавовой и пирокласто-лавовой толщами отчетливо маркируется горизонтом кремнистых сланцев и туффитов, являющихся кровлей кизилкольской и соответственно почвой картджуртской свит. В западном направлении горизонт кремнистых сланцев и туффитов выклинивается, а в разрезе картджуртской свиты пирокластические и тесно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования, широко развитые на востоке, вытесняются лавами. Обе свиты образуют фациально однородную существенно лавовую толщу. Пирокластические и вулканогенно-осадочные образования отмечаются лишь в ее кровле. Из-за отсутствия четких литолого-стратиграфических границ в разрезе вулканогенных образований расчленение формации на две свиты является условным и едва ли оправдано. Мощность формации в районе колеблется от 600 до 1200 м.

### *Фациально-петрографические особенности рудоносной формации*

В строении рудоносной формации принимают участие диабазы (базальтовые порфириты), андезито-дацитовые порфириты, кварцевые альбитофиры (плагиолипаритовые порфиры), туфы, туффиты, филлитовидные и кремнистые сланцы. Соотношение вулканических и осадочных пород примерно следующее: диабазов 26%, андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов 2%, кварцевых альбитофиров 37%, туфов преимущественно кислого состава 20%, осадочно-вулканогенных и осадочных пород 15%. Как видно из этих данных, формация может быть отнесена к типу контрастно дифференцированных базальто-липаритовых комплексов. Среди вулканогенных образований наиболее широко распространены породы эффузивной, меньше осадочно-вулканогенной и субвулканической фаций.

Собственно эффузивные породы представлены главным образом двумя крайними типами дифференциатов ряда базальт—липарит: диа-

базами и кварцевыми альбитофирами. Эффузивы промежуточного состава имеют незначительное распространение.

Диабазы отмечаются по всему разрезу формации, слагая преимущественно низы ее разреза. Мощность отдельных покровов колеблется от 1—2 до 50—100 м. Внешне диабазы довольно однообразны: это зеленые в различной степени рассланцованные, часто миндалекаменные, весьма тонкозернистые породы. По микроструктурным признакам среди них отмечаются афировые равномернозернистые (доли миллиметра) и порфиоровые разности с реликтовыми микроделеритовой, диабазовой и интерсертальной структурами.

Как экзотические образования среди основных эффузивов отмечаются единичные покровы спилитов мощностью до 15 м. В отличие от диабазов для них характерна подушечная отдельность. В блоках, представленных миндалекаменной лавой, отчетливо выражена зональность, обусловленная различной степенью раскristаллизации подушек. Центральные части подушек, по данным Н. С. Скрипченко, сложены мелкозернистым амфибол-альбитовым агрегатом с миндалинами карбоната и хлорита. Внешняя зона представлена агрегатом игольчатых зерен альбита, заключенным в слабо двупреломляющую стекловатую массу с тонкой сыпью гематита, сферолитами полевого шпата и кварца, табличками хлорита, амфибола, эпидота и кварц-эпидотовыми миндалинами. По химическому составу породы очень близки к средним спилитам по Уэлсу.

Кварцевые альбитофиры являются наиболее распространенными породами эффузивной фации. Слагают они преимущественно среднюю часть разреза вулканогенной толщи. Мощность отдельных покровов достигает 40 м и более. В отличие от диабазов окраска пород разнообразная: серая, голубовато-серая, за счет гематитизации лиловая, бордово-красная, а при значительном содержании эпидота пятнистая зелено-серая. Породы преимущественно порфиоровые. Афировые разности кварцевых альбитофиров играют подчиненную роль. Во вкрапленниках кварц и альбит. Размер фенокристов 0,5—3 мм, среднее содержание их в породах 3—5%. Базис пород имеет сланцеватую гранобластовую, фельзитовую, реже сферолитовую структуры. Состав базиса: альбит, кварц, серицит, хлорит, отмечаются сфен, рутил, в отдельных покровах обилён гематит, иногда эпидот.

Эффузивы среднего состава образуют немногочисленные покровы мощностью до 15 м. Среди них различаются плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфириты. Базис пород сложен призматически-зернистым агрегатом альбита с примесью хлорита, на фоне которого отмечаются вкрапленники кварца и альбита, либо только последнего размером до 2—2,5 мм. По химическому составу породы отвечают андезит-дацитам и дацитам.

Пирокластические отложения представлены туфами кислого, смешанного и основного состава.

Туфы кислого состава по предварительным данным занимают не менее 10% объема формации. Пространственно они тесно ассоциируют с лавами кислого состава, образуя с ними переслой в средней и верхней частях разреза вулканогенных образований. В большинстве своем туфы кристаллокластические, что в условиях значительного метаморфизма вулканогенных отложений нередко затрудняет их отличие от эффузивов. Кластический материал в породах представлен обломками зерен кварца и альбитизированного плагиоклаза размером 0,3—4 мм, составляющих в среднем 10—15% объема пород. Цементом кристаллокластов является слабо раскristаллизованный кремнистый агрегат с хлоритом и эпидотом.

Туфы смешанного состава отмечаются главным образом на востоке района, где они тесно ассоциируют с туфами и туффитами кис-

лого состава. Залежи туфов основного состава мощностью до 10—15 м отмечаются лишь в самых низах разреза формации. По структуре туфы преимущественно псефито-псаммитовые, литокристаллокластические.

Фация осадочно-вулканогенных пород представлена алевропелитовыми туфами смешанного и кислого состава, туфопесчаниками и карбонатными туффитами. Для пород данной группы характерна тесная пространственная связь с кремнистыми и филлитовидными сланцами, а также с туфами. Мощность отдельных линз и прослоев обычно измеряется первыми десятками сантиметров, реже метров.

Субвулканическая фация девонских вулканитов представлена кварцевыми альбитофирами, диабазами, плагиоклазовыми порфиритами и лампрофирами (спессарритами и керсантитами). Наиболее широко распространены кварцевые альбитофиры. Они образуют пластовые, реже дайко-лакколитообразные и более сложные по форме залежи, часто секущие напластование пород. В минералого-структурном отношении субвулканические кварцевые альбитофиры в общем аналогичны эффузивным, имеют более массивную текстуру и повышенные содержания вкрапленников. Иногда во вкрапленниках присутствуют гранофировые сростки. Максимальная концентрация субвулканических тел кислого состава устанавливается к западу от Власинчихинского месторождения.

Субвулканические диабазы слагают пластовые залежи мощностью 10—15 м. В отличие от эффузивных диабазов они более раскристаллизованы и обнаруживают отчетливую реликтовую офитовую структуру.

Лампрофиры отмечаются по всему разрезу формации в виде тонких (до 1—2 м) даек. Наибольшее их число отмечено на детально изученных участках месторождений.

По химическому составу вулканиты формации (рис. 23) более всего подобны известково-щелочным породам типа Пеле. Для них характерны превалирующая роль натрия над калием и пересыщенность глиноземом. Вулканиты базальтового и андезито-дацитового состава отличаются слабо повышенной щелочностью, а среди первых выделяется группа, содержащая значительное количество свободной извести. Касаясь вопроса внутреннего строения формации, необходимо отметить ее отчетливую гетерогенность в субширотном направлении (см. рис. 23). На северо-западе рудного поля формация представлена толщей диабазов, вмещающих многочисленные пластовые и секущие залежи субвулканических кварцевых альбитофиров, несколько западнее Власинчихинского месторождения она скачкообразно перерождается в контрастно дифференцированный лавовый комплекс, сложенный покровами диабазов и кварцевых альбитофиров. При этом роль последних в объеме формации заметно возрастает в юго-восточном направлении. Еще далее к востоку на участке Урупского месторождения наряду с кварцевыми альбитофирами самое широкое распространение получают различные по составу пирокластические и осадочно-вулканогенные породы. Таким образом, по имеющимся данным, в пределах рудного поля могут быть выделены три участка: западный, представляющий собой область максимального накопления пород базальтового состава; центральный — липарито-базальтового и восточный — преимущественно липаритового составов. Мощность вулканогенных отложений на участках различна. В пределах западного блока она достигает 500 м, на центральном составляет 800—900 м и постепенно возрастает, достигая максимума 1300—1400 м на востоке рудного поля.

Различно и внутреннее строение вулканогенных отложений. На востоке и в центральной части рудного поля, где формация наиболее дифференцирована, в ее составе выделяется шесть горизонтов пород.

1. В основании формации согласно на филлитах залегает горизонт диабазов. На востоке рудного поля мощность его превышает 100 м, в центральной — местами уменьшается до 12—40 м. В районе Урупского месторождения в диабазах отмечаются пластовые залежи субвулканических кварцевых альбитофиров.

2. Диабазы перекрываются горизонтом кварцевых альбитофиров. В центральной части рудного поля это однородный покров кварцевых

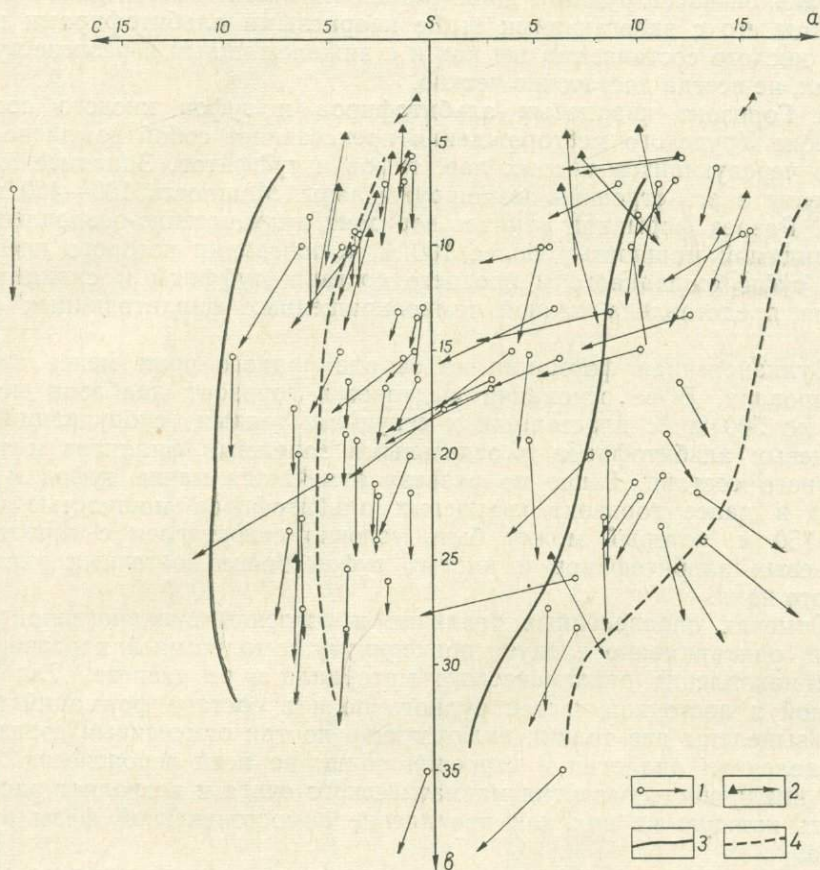


Рис. 23. Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород Урупского рудного поля. По методу А. Н. Заварицкого.

Фашии: 1 — эффузивная, 2 — субвулканическая; вариационные кривые: 3 — известняково-щелочных пород типа Пеле, 4 — щелочных пород типа Этны

альбитофиров мощностью 60—120 м. На востоке, где мощность горизонта возрастает до 400 м, наряду с кварцевыми альбитофирами в горизонте отмечаются покровы диабазов, а в верхней части туфы кислого состава.

3. Выше по разрезу на востоке рудного поля четко выделяется горизонт туфов смешанного и кислого состава с линзовидными прослоями туффитов, филлитов и кремнистых пород мощностью обычно не более 2—5 м. В его основании залегает невыдержанная пачка мощностью до 23 м кремнистых сланцев, переслаивающихся с туффитами, туфопесчаниками, конгломератами и кварцитовидными породами. Эта пачка является кровлей главной рудной залежи Урупского месторождения. Морфологически горизонт представляет собой линзу, выклинивающуюся в западном направлении. Максимальная мощность линзы на юго-

востоке месторождения достигает 500—600 м. В центральной части рудного поля горизонт туфов отсутствует.

4. Выше по разрезу залегает горизонт неоднородного строения, представляющий собой переслой кварцевых альбитофиров и туфов кислого состава с диабазами. Последние слагают 15—30% объема горизонта и представлены отдельными обособленными покровами мощностью от 4 до 20 м, реже более, обычно залегающими на различных уровнях разреза. Наиболее насыщен ими горизонт на северо-западе центральной части рудного поля. Мощность всего горизонта 40—170 м. Границы его с залегающими выше кварцевыми альбитофирами и туфами кислого состава, так же как и с нижележащими в разрезе вулканистами, не всегда достаточно четкие.

5. Горизонт кварцевых альбитофиров и туфов кислого состава в районе Урупского месторождения представляет собой комплекс ритмично чередующихся кислых лав, туфов и туффитов. Западнее месторождения в его строении доминируют лавы. Мощность 100—400 м.

6. Разрез формации венчает горизонт вулканогенно-осадочных пород видимой мощностью более 100 м, в основании которого преобладают туфы смешанного и среднего состава, туффиты и силициты, а кровля представлена пачкой темноокрашенных филлитовидных сланцев.

Вулканогенная формация на западе рудного поля менее дифференцирована. В ее основании выделяется горизонт диабазов мощностью до 500 м с пластовыми и секущими телами субвулканических кварцевых альбитофиров и отдельными залежами филлитов и туфов основного состава. Выше по разрезу отмечается пачка туфов и туффитов и далее горизонт кварцевых альбитофиров мощностью более 100—150 м, который может быть условно сопоставлен с горизонтом кварцевых альбитофиров и кислых туфов более восточных участков рудного поля.

Отмечая определенные различия в строении вулканогенной формации, одновременно следует подчеркнуть гомодромный характер процесса накопления вулканического материала в ее разрезе. Для центральной и восточной частей рудного поля в составе формаций могут быть выделены две толщи, включающие по три отмеченных горизонта. Определенная аналогия в строении толщ, по всей вероятности, отражает цикличность развития магматического очага и позволяет рассматривать каждую из них как проявление самостоятельной фазы вулканизма.

Геохимическая характеристика пород рудного поля дана на основе обработки методами математической статистики результатов приближенно-количественного анализа проб, отобранных в разрезах по балке Куцая и р. Власинчихе, а также из керна многочисленных скважин (табл. 4).

Филлитовидные сланцы бахмуткинской свиты характеризуются более низкими (по сравнению с кларками) средними содержаниями элементов и лишь концентрации никеля, кобальта и хрома значительно выше кларковых.

Породы вулканогенно-осадочного комплекса характеризуются более низкими содержаниями по сравнению с кларками элементов, распределение которых аппроксимируется преимущественно логнормальным законом. Отличительной чертой фоновых пород рудного поля является постоянное преобладание меди над цинком. Соотношение средних содержаний цинка и меди колеблется в пределах 0,70—0,89. Породы участков Скалистого и Власинчихинского месторождения характеризуются более высокими концентрациями всего комплекса элементов. Наиболее типичным признаком их является постоянное преобладание цинка над медью. Основные породы надрудного горизонта Скалистого месторож-

Содержания некоторых металлов в породах Урупского рудного поля

Свита	Литологические разновидности пород	Фоновые содержания, $\mu \cdot 10^{-3} \%$									
		Cu	Zn	Pb	Mn	Ni	Co	V	Cr	Mo	Ti
<i>Урупское рудное поле (участок балки Куца)</i>											
Бахмуткинская Кизилкольская	Филлиты	4,55	2,95	0,70	63,50	18,15	2,16	6,50	31,2	0,20	175,00
	Альбитофиры кварцевые	1,41	3,00	0,37	14,80	0,50	0,80	1,55	1,00	0,20	103,00
	Диабазы	2,10	3,00	0,40	59,00	1,39	2,00	9,07	1,00	0,20	251,00
Картджуртская?	Альбитофиры кварцевые крупнопорфи- ровые	4,37	3,89	0,59	37,00	0,66	0,82	3,70	1,16	0,10	60,30
	Туфы среднего состава	5,28	3,90	0,67	39,00	0,99	1,23	8,15	1,53	0,10	174,00
	Туффиты	4,90	3,39	0,73	36,30	0,93	0,99	4,43	1,25	0,10	110,00
	Кремнистые сланцы	4,00	3,02	0,83	50,00	1,57	0,80	3,35	1,62	0,10	105,00
	Филлитовидные сланцы	5,50	4,79	1,64	81,30	5,70	1,62	6,55	8,03	0,10	166,00
Кынырчадская	Конгломераты	4,70	3,10	0,89	67,60	4,95	1,54	6,30	7,45	0,10	263,00
Плинсбахский ярус	Песчаники	2,46	3,00	0,86	42,60	5,30	1,40	5,00	3,80	0,10	263,00
	Аргиллиты	4,20	3,38	1,22	22,00	4,25	1,28	6,84	7,30	0,10	377,00
<i>Участок Скалистого месторождения</i>											
Бахмуткинская	Филлиты	4,10	6,00	1,22	79,00	37,00	3,08	10,20	34,00	0,20	144,00
Кизилкольская	Диабазы	3,50	4,60	1,00	101,00	2,10	3,50	12,00	7,80	0,20	151,00
	Альбитофиры кварцевые	2,40	4,50	1,00	63,00	0,60	0,96	4,60	1,26	0,20	148,00
Картджуртская	Диабазы	4,60	5,70	0,60	78,00	2,00	3,90	14,40	9,20	0,20	179,00
	Альбитофиры кварцевые	1,50	5,80	0,86	43,00	0,37	0,87	2,50	0,95	0,20	129,00

дения обогащены медью и цинком по сравнению с диабазами подрудного горизонта. Сдвиг в концентрациях контрастен и составляет  $1,1 \cdot 10^{-3}\%$  как для цинка, так и для меди. Кварцевые альбитофиры подрудного горизонта Скалистого месторождения в концентрациях, превышающих кларки, содержат марганец, кобальт, ванадий и молибден, в надрудном же горизонте это отмечается только для кобальта.

Филлитовидные сланцы верхних горизонтов отличаются от своих аналогов бахмуткинской свиты более высокими содержаниями меди, цинка, свинца и марганца. Для них также характерна высокая частота встречаемости мышьяка (57%) и серебра (29%), в то время как в филлитах бахмуткинской свиты эти элементы фиксируются лишь в единичных пробах.

Отмеченные особенности филлитовидных сланцев комплекса отражают различия в условиях формирования. Филлитовидные сланцы, залегающие в туфах среднего состава, формировались в нестабильных тектонических условиях на участках активной вулканической деятельности. Являясь хорошим сорбентом, углисто-глинистый материал их как «губка» впитывал из гидротерм весь комплекс халькофильной группы элементов. Возможно также, что обогащение филлитовидных сланцев различными химическими элементами происходило в диагенетическую стадию.

Осадочные образования перми и юры выделяются равномерным распределением всего комплекса элементов и характеризуются преобладанием меди над цинком. В юрских песчаниках средние содержания никеля, ванадия, хрома и титана выше кларковых. Причем нижние горизонты юрских песчаников значительно обогащены этими элементами, что свидетельствует о формировании их за счет разрушения преимущественно ультраосновных пород, развитых севернее рудного поля. Следует отметить, что во многих случаях в базальных горизонтах юрских отложений отмечаются концентрации ртути от  $2 \cdot 10^{-6}$  до  $6 \cdot 10^{-5}\%$ . В тектонических нарушениях, секущих юрские образования, в районе Скалистого и Власинчихинского месторождений также выявляются аномальные содержания ртути до  $4 \cdot 10^{-5}\%$ .

### *Структура рудного поля*

В разрезе геологических образований Урупского района выделяется три структурных комплекса — юрский, пермский и девонский, соответствующие в схеме вертикального тектонического расчленения зоны Передового хребта альпийскому, позднегерцинскому и раннегерцинскому ее этапам. Залегание пород юрского и пермского комплексов в общем моноклиналиное. Для юрского характерно падение пород в восточных румбах под углом  $3-11^\circ$ , для пермского — северо-западное под углом  $20-25^\circ$ . Строение девонского более сложное. Поскольку все известные колчеданные проявления пространственно и генетически тесно связаны с последним, а блоковое строение первых двух в большинстве своем обусловлено перемещениями по тектоническим швам доверхнепалеозойского заложения, отмеченное структурное членение района с позиции его металлогении не является принципиальным и под структурой рудного поля следует понимать прежде всего строение ее девонских отложений. В крупном плане девонский осадочно-вулканогенный комплекс в границах рудного поля приурочен к области южного крыла сводового поднятия, вытянутого в субширотном направлении, ядро и северное крыло которого сложено отложениями бахмуткинской свиты.

По характеру пликвативных структур в пределах рудного поля выделяется два тектонических блока: восточный и западный. Граница между ними устанавливается по зоне тектонических разрывов северо-

западного простираения, ограничивающих западнее Власинчихинского месторождения площадь развития пород осадочно-вулканогенного горизонта. В пределах восточного блока основные маркирующие границы в разрезе девонских отложений имеют устойчивое северо-западное ( $285-290^\circ$ ) простираение и падение к югу под углом  $30-40^\circ$ , что свидетельствует об однородном моноклинальном его строении. Вдоль западной границы блока моноклиналь переходит в линейно-вытянутую синклиналиную складку, погружающуюся в юго-восточном направлении. Центриклинальное замыкание ее намечается к северо-западу от Власинчихинского месторождения. Падение юго-западного крыла складки северо-восточное под углом  $15-20^\circ$ .

Складчатая структура западного блока резко отлична от восточного. Развитые здесь девонские отложения собраны в небольшие по масштабам разноориентированные складки. Интересно отметить, что антиклинальные складки преимущественно линейные, а сопрягающиеся с ними синклиналиные — мультискладчатые. Наиболее крупными из линейных складок являются Власинчихинская и Работайская антиклинали. Первая вытянута по азимуту  $250-300^\circ$  на  $1,5$  км, падение южного ее крыла ЮЗ—ЮВ  $\angle 25-35^\circ$ , северного — СЗ—СВ  $\angle 10-35^\circ$ , простираение осевой плоскости второй антиклинали  $350^\circ$ , падение пород восточного крыла СВ  $\angle 35-40^\circ$ , западного  $35-45^\circ$ . По мнению Н. С. Скрипченко, складчатая структура блока имеет сложный генезис и может быть отнесена к типу структур, тесно связанных с формированием складок типа нагнетания, описанных В. В. Белоусовым.

В девонских отложениях широко развиты разрывные нарушения. По ориентировке и характеру перемещения среди них выделяются следующие основные группы разрывов: сбросы и сбросо-сдвиги субширотного простираения с ориентировкой плоскости сместителя, близкой к вертикальной; диагональные разрывы типа сбросов, имеющие простираение около  $320^\circ$  и падение на юго-запад под углом от  $50$  до  $70^\circ$ ; сбросы северо-восточного простираения, падающие к югу под углом  $60-70^\circ$ ; система нарушений надвигового типа субширотного простираения, имеющих падение к югу и северу под углом  $35-75^\circ$ . Морфологически все группы нарушений отмечаются как зоны милонитизации и разлистования девонских пород и генетически могут рассматриваться как трещины скальвания. Морфологически отличной является группа разрывов, контролирующая размещение даек лампрофиров. Перемещение по ним не отмечается, что позволяет рассматривать их как трещины отрыва. Простираение трещин субширотное, падение близкое к вертикальному либо северо-восточное с восточным падением под углом около  $40^\circ$ . Возраст большинства нарушений среднепалеозойский. По некоторым из них в последующее время имели место неоднократные перемещения различного знака. Наиболее древними тектоническими контактами являются группа диагональных сбросов северо-западного простираения, а также система трещин отрыва, вмещающая дайки лампрофиров. Диагональные сбросы вмещают небольшие жило-гнездовые залежи серноколчеданных руд и контролируют к западу от Власинчихинского месторождения пояс субвулканических тел кварцевых альбитофиров.

Доминируют в районе сбросы северо-западного простираения, в значительной мере определяющие его блоковое строение (табл. 5). Пучки разломов такой ориентировки являются граничными для западного, центрального и восточного участков рудного поля. По-видимому, эти участки рудного района следует рассматривать как структурно-фациальные блоки, а ограничивающие их разломы предположительно как конседиментационные. Не останавливаясь на характеристике тектонического развития каждого из блоков, отметим лишь, что основной особенностью развития наиболее рудоносного из них, восточного, является его тектоническая мобильность. В отличие от западного и централь-

Схема тектоно-магматического и металлогенического развития  
Урупского рудного поля

Эпоха	Этап	Магматизм	Разрывные деформации	Складчатые деформации	Рудопроявления
Герцинская	Раннегео-синклиналь-ный	Мощное про-явление базаль-тоидного магматизма, формирование девонской осадочно-вулканогенной формации Тела грано-диорит-пор-фиров	Системы разрывов северо-западной ориентировки и пучки трещинных структур, контро-лирующих поло-жение гидротер-мально изменен-ных пород Нормальные сбросы, надвиги. Развитие слан-цеватости	Не установле-ны	1. Вулканогенно-осадочные мас-сивные колчедан-ные руды 2. Гидротермаль-но-метасоматиче-ские прожилко-во-вкрапленные сульфидные руды
	Позднегео-синклиналь-ный (складча-тый)				
	Орогенный	Тела нормаль-ных гранит-порфиоров	Надвиги близ-широтной и меридиональной ориентировки	Не установле-ны	Не установлены
Альпийская, киммерийская	Субплат-форменный	Не установлен	Повторные перемещения по нарушениям герцинского возраста, образо-вание небольших нарушений сбросового и надви-гового типов	Флексуры и пологие склад-чатые прояв-ления в юрских отложениях	1. Линзы дисуль-фида железа в юрских отло-жениях 2. Частичное переотложение медистых суль-фидов в зонах литологических и тектонических контактов

ного восточный блок представляет собой область минимальной аккумуляции вулканического материала. В период формирования колчеданных руд он представлял собой краевую часть вулканотектонической депрессии, центр которой, по-видимому, располагался к юго-востоку от месторождения. В начальный и конечный периоды накопления вулканитов участок был областью положительных вулканических построек.

В пределах Урупского рудного поля известно три промышленных медноколчеданных месторождения — Урупское, Власинчихинское и Скалистое и значительное число проявлений колчеданного типа. Их формирование происходило в период максимального проявления магматической активности одновременно с накоплением пород девонской осадочно-вулканогенной формации.

По морфологическим и генетическим признакам колчеданные проявления могут быть объединены в три группы.

1. Согласно залежи цинк-медистых массивных колчеданных руд (основные рудные тела Урупского, Власинчихинского месторождений и Первомайского участка).

2. Согласно тела прожилково-вкрапленных медных руд (Скалистое месторождение, Верхняя залежь Урупского месторождения) и пластовые тела хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (верховья р. Власинчихи, ручья Балаганного).

3. Нестратифицированные неправильной формы зоны метасоматитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (тела лежащего бока основных рудных залежей Урупского и Власинчихинского месторождений, прочие мелкие жило-линзообразные залежи). Генезис колчеданных проявлений первой группы, по данным В. И. Смирнова и Н. С. Скрипченко (1966), вулканогенно-осадочный, второй и третьей групп — гидротермально-метасоматический.

## *Урупское месторождение*

### **Геологическое строение**

Месторождение расположено в южном крыле крупного брахиантиклинального поднятия. Структура месторождения в общем моноклиналная, но осложнена системой пострудных продольных складок и гравитационных сбросов. Промышленное медное и цинковое оруденение концентрируется преимущественно в виде многократно пережимающейся согласной пластовой залежи сплошных колчеданных руд, а также в виде мелких тел прожилково-вкрапленных сульфидных руд. К последним на месторождении относятся обогащенные медью участки гидротермальных метасоматитов лежащего бока главной залежи и рудные микрокварциты, образующие контрастно ограниченные тела в тысячем боку залежи.

Главная залежь месторождения на участке выходов палеозоя на дневную поверхность вскрыта канавами и в целом разведана скважинами колонкового бурения по сети  $50 \times 50$ ,  $100 \times 100$  и  $200 \times 200$  м, а верхние ее горизонты — штольнями, пройденными как рудные штреки. По падению рудное тело не оконтурено. Обработка месторождения осуществляется через шахту.

Рудовмещающий вулканогенно-осадочный комплекс на месторождении дифференцирован на нижнюю эффузивную (диабазы, кварцевые альбитофиры) и верхнюю туфогенно-осадочную (туфы кислого и среднего состава, кремнистые сланцы) толщи. Положение залежи сплошных колчеданных руд контролируется контактом между этими толщами. Почва рудной залежи представлена кварцевыми альбитофирами. Но во многих местах в пологих углублениях поверхности альбитофиров под рудным телом залегают конгломерато-брекчии, песчаники и туфосланцы. Кровлей служат кремнистые гематитовые и хлоритовые сланцы, а также туфопесчаники и тела эффузивных альбитофиров.

Вулканогенно-осадочные породы, непосредственно вмещающие рудное тело, выделяются как горизонт пород, выполняющий в целом блюдцеобразную депрессию глубиной до 100 м в центральной части месторождения. Тела сплошных колчеданных руд морфологически являются составным элементом горизонта и расположены на границе раздела нижней глубоко гидротермально измененной части разреза. Генетически отмеченная депрессия определяется как участок разгрузки палеогидротерм, определившийся в рельефе, возможно, вследствие просядочных явлений.

Главное рудное тело Урупского месторождения во всех отношениях гетерогенно. Оно представляет собой тесную ассоциацию согласно залегающих отдельных колчеданных линз и пластов и выполнено несколькими структурно-минералогическими и генетическими типами руд: серно-, медно- и медно-цинково-колчеданными сплошными рудами,

слоистыми медноколчеданными, медно-свинцово-цинковыми кремнисто-колчеданными, прожилково-вкрапленными рудами, рудными микрокварцитами. Каждый из этих типов пространственно обособлен и имеет тенденцию занимать одно и то же место относительно других в поперечном и продольном разрезах рудного тела.

Прожилково-вкрапленные руды и непромышленная пиритная минерализация наблюдаются в почве рудного тела в толще гидротермально измененных пород. Интенсивность сульфидной минерализации и переработки пород в продольном и поперечном направлениях имеет неравномерный характер. Границы между участками с различной интенсивностью изменения расположены поперечно к залеганию рудного тела и слоистости. В силу этого участки глубокой гидротермальной переработки имеют вид столбов, осевые части которых прослеживаются на глубину перпендикулярно рудному телу. В столбах гидротермально измененных пород ясно выражено прогрессивное возрастание количества пирита и других сульфидов в направлении снизу вверх к почве рудного тела. Прожилково-вкрапленное оруденение в породах кровли, как правило, отсутствует. Но на отдельных участках пиритные прожилки и вкрапленность наблюдаются и здесь на расстоянии до 1 м, реже более от рудного тела.

Отчетливо асимметричный характер размещения прожилково-вкрапленной минерализации в виде столбов, уходящих на глубину от почвы рудного тела, указывает на то, что эта минерализация генетически связана с восходившим к слоистости потокам глубинных газогидротерм. Так как неизменные породы кровли нормально налегают на рудное тело, правомерна только одна версия: восходящая фильтрация растворов прекратилась к началу накопления пород кровли, хотя и не везде на площади рудного тела одновременно.

Минералогическая характеристика руд месторождения составлена с учетом данных Н. В. Иванова (1953), Ф. Л. Смирнова, Г. С. Сенатской (1959) и др. На месторождении выявлены следующие рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, гематит, галенит, теннантит, марказит, халькозин, ковеллин, молибденит, пьомонтит, биксбит, аргентит, энаргит, пришибрамит, станнин, германит, киноварь, самородная медь, самородное серебро, самородное золото и малахит. Из нерудных встречаются: кварц, хлорит, мусковит, серицит, кальцит и аллофан.

Серноколчеданные сплошные руды состоят обычно на 80—95% из зернистого агрегата пирита, примеси халькопирита, сфалерита (менее 1%), кварца, серицита или хлорита (20—5%). Эти руды выполняют нижнюю часть рудного тела, причем особенно характерны для небольших по простиранию, но сравнительно мощных рудных линз в центральной и восточной частях рудного тела.

Медноколчеданные сплошные руды являются главным типом промышленных руд месторождения. Они имеют зернистое строение и состоят из пирита (до 80%), халькопирита (10—50%), борнита (до 30%), примеси сфалерита, блеклых руд, а также кварца, хлорита и карбоната. В поперечном разрезе рудного тела содержание меди последовательно возрастает от почвы к кровле, что является характерной чертой первичной зональности многих колчеданных рудных тел вообще (Скрипченко, 1964).

Медно-цинковая разновидность сплошных руд играет подчиненную роль и тесно ассоциирует с медноколчеданным типом. Как и последний, медно-цинковый тип концентрируется в средней и верхней частях разреза рудного тела. Но в то же время для него характерна локализация в виде небольших участков и даже мелких гнезд внутри рудной залежи. Характерная текстура медно-цинковых руд полосчатая вслед-

ствие обособления сфалерита в виде тонких (1—5 мм) полосок среди пирит-халькопиритового агрегата.

Слоистые медноколчеданные руды представляют собой тонкое ритмичное переслаивание нормальных гидротермально неизменных туфогенно-осадочных силицитов, алевролитов, песчаников и пирит-халькопиритовых руд. Рудные слои отличаются от сплошных руд более низким отношением объемов сульфиды/нерудный материал, колеблющимся от 1:10 до 1:1. Нерудный материал представлен обломочно-пелитовым агрегатом. Слоистые руды локализуются в виде пачки мощностью 0,7—1,2 м и протяженностью по простиранию около 350 м в кровле Главного рудного тела на его восточном фланге. Сам по себе факт смещения вверх по разрезу сплошных руд переслоем колчеданной руды и нормальных сланцев лишает оснований предположение об экранирующей роли надрудной толщи неизменных туфогенно-осадочных пород.

Медно-свинцово-цинковые кремнисто-колчеданные руды имеют, как и слоистые, эпизодическое, а не повсеместное распространение в Главном рудном теле. Они выполняют большой участок последнего на восточном фланге. Для минерального состава кремнисто-колчеданных руд характерны очень высокое отношение кремнезем/сульфиды (около 5:1) и избирательная обогащенность их сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами, а также галенитом.

Рудные микрокварциты представляют собой структурно неоднородные скрыто- и крупнокристаллические существенно кварцевые (кварца около 90—95% объема) образования с примесью вкрапленной и прожилковой пирит-халькопирит-сфалеритовой минерализации. Они тесно ассоциируют со сплошными колчеданными рудами, обычно обсабливаясь в виде линз и пластообразных тел главным образом в кровле и на выклиниваниях колчеданных тел.

Фациальная схема рудного тела вскрывает характерные эмпирические соотношения между перечисленными типами оруденения. Участки пережимов и выклинивания колчеданных тел, как правило, подстилаются наиболее слабо гидротермально измененными породами. В то же самое время почва наиболее мощных участков рудного тела представлена весьма интенсивно гидротермально измененными породами. Для этих участков характерно преобладающее развитие серноколчеданных сплошных руд. Рудные микрокварциты локализуются предпочтительно в тех участках, где почва рудного тела слабо или совсем не изменена. Дифференцированная залежь кремнисто-колчеданных полиметаллических и слоистых медноколчеданных руд на восточном фланге месторождения в почве сменяется сравнительно равномерно измененными метасоматитами, которые нельзя отнести к числу наиболее глубоко переработанных пород.

Отмеченные соотношения позволяют сделать вывод, что изменчивость различных свойств рудного тела и в первую очередь мощности и текстурно-минералогических особенностей в определенной степени коррелируется с изменчивостью интенсивности гидротермальных превращений в породах почвы.

На Урупском месторождении ясно выражены два порядка зональности. Первый, общий, характеризуется относительным распределением гидротермально-метасоматической прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации (почва месторождения), сплошных колчеданных руд (основная залежь), слоистых колчеданных руд и рудных микрокварцитов (кровля месторождения). Будучи по природе фациальной, эта общая зональность образуется генетическими типами руд. Зональность второго порядка выражается закономерным чередованием различных типов сплошных колчеданных руд внутри основной залежи. Это чередование происходит как в поперечном, так и в продольном

разрезах. Поперечная зональность в наиболее простом выражении характеризуется последовательностью ряда (снизу вверх): 1) серная, 2) медно-цинковая и для отдельных участков 3) цинковая колчеданная руда. При прослеживании рудного тела в продольном направлении обнаруживается, что на многих участках поперечная зональность не выражена и тело характеризуется сравнительно однородным распределением компонентов. Области переходов между этими типами представлены телескопированными типами разреза, где рудная залежь сложена одновременно дифференцированными и однородными рудами.

Рудные микрокварциты, или «кварцитовидные породы», несут промышленную медную халькопиритовую и борнитовую минерализацию и тесно ассоциируют со сплошными и слоистыми рудами. В большинстве случаев рудные микрокварциты представляют собой мелкозернистые существенно кварцевые породы с примесью мелкодисперсных красных окислов железа. Как правило, содержание кварца около 85—90%, окиси железа 15—10% объема, но иногда снижается до 1—2%. Наряду с красными кварцитами большую роль играют пятнистые и серые разности с примесью рассеянных и агрегированных выделений пирита, халькопирита, борнита и сфалерита. Сравнительно редко наблюдаются красные карбонат-кварц-гематитовые породы, которые на геологических планах также выделяются как рудные микрокварциты.

Морфологической особенностью тел кварцитовидных пород является то, что они, как и колчеданные залежи, представляют собой линзовидные и пластообразные тела, но в отличие от последних тела кварцитов на месторождении более прерывистые по простиранию и падению. В подавляющем большинстве случаев тела кварцитов залегают в кровле колчеданных тел, между последними и сланцами кровли. Наблюдаются также линзы кварцитов среди кремнистых сланцев, совершенно изолированные от рудных тел. В нескольких участках кварциты сменяют залежи сплошных колчеданных руд по простиранию. В зоне переходов колчеданные руды отличаются обычно высоким содержанием кремнезема. Кроме того, здесь, как иногда и в кровле рудного тела, внутри кварцитов имеются невыдержанные тонкие (1—10 см) прослои и линзы сплошной колчеданной руды.

Независимо от того, в каких условиях кварциты залегают, их текстура штокверковая. На фоне вишнево-красной или серой мелкокристаллической массы наблюдается сетка белых существенно кварцевых жилок мощностью около 1—5 мм. Объем жилок на единицу площади иногда достигает 30%. Микроскопическое изучение кварцитов показало, что они представляют собой текстурно и структурно сложные метакolloидные агрегаты с широко проявившимися структурами синерезиса. Многие тела кварцитов первоначально были тонкослоистыми. Тонкослоистые разности состоят из ритмично чередующихся прослоев кварца и гематита. Сульфиды в кварцитах образуют жилки. Но в то же время часто отмечается диффузионная сыпь в базисе породы без признаков эпигенетического происхождения. Твердо установленным фактом является то, что сульфидные выделения участвуют в формировании структур синерезиса самого раннего субколлоидального этапа образования кварцитов.

Изучение текстурно-структурных особенностей кварцитовидных пород показывает, что вначале они представляли собой сложные гидратированные гелевидные образования, в которых длительно развивались штокверковые текстуры, а также структуры, связанные с дегидратацией и синерезисом первичного осадка. Генетически микрокварциты представляют собой гидротермально-осадочные образования, возникшие в процессе осаждения существенно кремнистого гидрогеля вокруг выходов гидротермальных вулканических растворов. Фациальная схема месторождения, указывая на тесную взаимосвязь кварцитов и

сплошных колчеданных руд, в то же самое время свидетельствует об отчетливом сдвиге их друг относительно друга в пространстве. Этот сдвиг проявился в продольном и поперечном направлениях. Поперечная смещенность выражена в том, что кварциты наиболее часто залегают в кровле рудных тел и, таким образом, являются кремнисто-рудными отложениями заключительной стадии накопления рудной залежи. Величина продольного смещения измеряется первыми десятками метров. Это указывает на то, что смена колчеданных руд кварцитами происходила на фоне последовательной, но довольно резкой смены физико-химической обстановки рудоотложения.

Слоистые медноколчеданные руды в виде тела длиной по простиранию около 350 м и мощностью около 1 м залегают в основании надрудных кремнистых сланцев на восточном фланге месторождения. В разрезе тела выделяется до четырех ритмов, состоящих примерно из одной и той же последовательности (снизу вверх): медноколчеданная руда, кремнисто-хлоритовый туффит, кремнисто-гематитовый туффит. Рудные пласты имеют резкие границы с туффитами и характеризуются внутренней тонкослоистой ритмичной текстурой. Каждый слой внутри пласта представляет собой смесь изометричных и неправильных обособлений пирит-халькопиритового состава, обломков кварца и кислой лавы, мелкокристаллического кремнистого с примесью гематита и хлорита агрегата, цементирующего обособления сульфидов и обломочный материал. Размеры и количество сульфидных обособлений, подчиняясь постоянной для всей рудной пачки закономерности, постепенно снижаются в направлении от почвы к кровле слоев. Форма и внутренняя структура сульфидных обособлений разнообразны. Среди них отмечаются простые и блочные кристаллы пирита, сфероидальные пирит-халькопиритовые выделения с концентрически-зональным и радиальнолучистым строением, фрагменты кристаллов, оолитов и сферолитов и очень редко глобулярные формы типа «оруденелых бактерий». Все типы сульфидных выделений характеризуют их изолированность друг относительно друга и полная автономия по отношению к нерудным обломкам. Этот факт в сочетании с отсутствием гидротермальных изменений туффитов, находящихся в переслое с рудой, доказывает хемогенно-осадочное происхождение слоистых руд. В составе всех слоев ритмов выделяется группа сквозных компонентов, обломки кварца, кислой лавы и тонкодисперсный кремнезем. Таким образом, рудные слои по составу нерудных компонентов, объем которых колеблется от 30 до 90%, находятся в тесном родстве с вмещающими туффитами.

Гидротермально измененные породы образуют мощный ореол со стороны лежачего бока Главной рудной залежи. Основу ореола составляют рассланцованные кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые гипогенные метасоматиты по различным породам подрудной толщи. Сульфидная, главным образом пиритная, минерализация наблюдается в виде системы сравнительно тонких (0,5—10 см) жил и рассеянной вкрапленности. Около почвы рудного тела метасоматиты наиболее интенсивно минерализованы и пирит нередко концентрируется в виде согласных линзовидных штокверковых и даже сплошных залежей мощностью до 2—3 м.

Медное и цинковое оруденение в метасоматитах распределено весьма неравномерно и в общем носит рассеянный характер. Только незначительная доля пиритизированных пород имеет промышленное содержание меди. Промышленные участки выделяются в виде мелких согласных линз в полосе шириной 20—30 м, примыкающей к лежачему боку рудного тела. Колебание концентраций меди, цинка и серы в продольном направлении взаимосвязано с неоднородностью ореола метасоматитов, описанной в начале раздела. Картина распределения элементов в поперечном разрезе отображает характерную осевую зо-

нальность ореолов. Этот тип зональности проявляется внутри поперечных к колчеданным телам столбов метасоматитов и выражается в прогрессивном росте снизу вверх к почве рудных тел интенсивности гидротермальной переработки пород и объема сульфидной минерализации.

Имеются отчетливые коррелятивные связи между внутренним строением ореола измененных пород и рудного тела. Как отмечалось, в рудном теле выделяются участки хорошо дифференцированные и од-

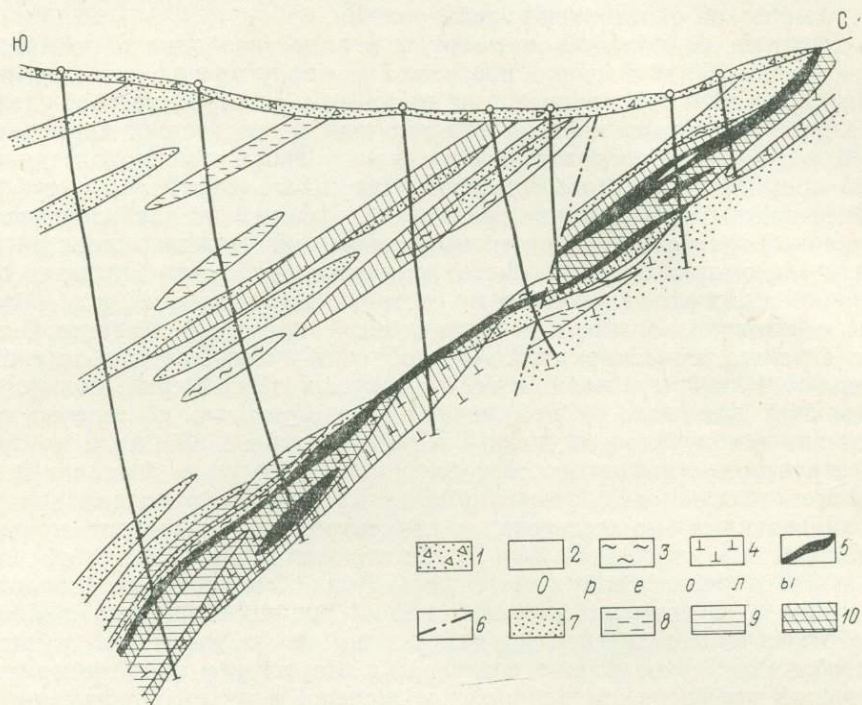


Рис. 24. Эндогенные ореолы Урупского медноколчеданного месторождения (в поперечном разрезе). По В. П. Ермашкевичу, З. Г. Потугину и др.

1 — делювий; 2 — туфы среднего и кислого состава; 3 — кремнистые сланцы; 4 — альбитофиры; 5 — рудные тела; 6 — разрывные нарушения; ореолы: 7 — Cu; 8 — Zn; 9 — Cu+Zn; 10 — Cu+Zn+Pb

нородные. Почва дифференцированных участков всегда представлена глубоко измененными пиритизированными породами. Участки однородной руды подстилаются мало или в редких случаях совершенно неизмененными породами. Это указывает, что площади накопления однородных руд были смещены относительно основных потоков гидротермальных растворов. Если также учесть, что строение кровли рудной залежи вполне индифферентно к строению последней, отмеченные эмпирические связи залежи и метасоматитов почвы свидетельствуют об изохронности этих образований.

Эндогенные ореолы Урупского месторождения изучались В. П. Ермашкевичем, З. Г. Потугиным и др. По данным этих исследователей, ореолы отличаются незначительными размерами. В всячем боку рудных тел они отсутствуют совсем или распространяются только на первые метры (рис. 24). По геохимическому составу ореолы Урупского месторождения сходны с ореолами других колчеданных месторождений.

В грубообломочных туфах надрудной толщи наблюдаются обломки колчеданных руд. Они были обстоятельно изучены В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой (1959 а, б) и описываются нами по их данным. Облом-

ки угловатые и округлые размером до 4—6 см по длинной оси. Как и обломки различных пород, они несколько расплющены вдоль сланцеватости. Минеральный состав обломков идентичен сплошным рудам месторождения. Отсутствие зон роста в зернах пирита, густая сеть трещинок в них, параллельная сланцеватости, свидетельствуют о метаморфизме рудных обломков. Вокруг обломков в туфах отсутствуют вкрапленность сульфидов и гидротермальные изменения. Рудные обломки, по В. И. Смирнову и Т. Я. Гончаровой, имеют седиментное происхождение. При последующем изучении обломков в горных выработках не было встречено фактов, которые бы противоречили этому выводу.

Рудное тело Урупского месторождения пересекается дайками лампрофиров. Их соотношения с колчеданными рудами изучались Р. П. Тузиковым (1959), В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой (1960 а, б), Н. С. Скрипченко (1966) и др. Наибольшее число даек встречено на западном фланге месторождения, где они пересекают как медноколчеданные руды, так и околорудные рассланцованные породы, представленные пиритизированными гидротермально измененными альбитофирами в лежащем боку рудного тела и неизменными кремнистыми сланцами, туфами и альбитофирами в висячем боку. В сплошных рудах дайки выполняют различно ориентированные трещины, в том числе тончайшие, что свидетельствует об очень низкой вязкости магмы в момент ее внедрения. В боковых породах дайки приурочены к плоскостям наслоения. Детальное изучение даек позволило выделить ряд признаков, характеризующих относительный возраст их и медноколчеданных руд месторождения. Наблюдается сходство минерального и химического состава даек внутри рудной залежи с дайками в породах, не подвергшихся гидротермальным изменениям. Этот признак логично объясняется, если исходить из предположения о послерудном возрасте даек. В ином случае дайки в руде подвергались бы тем же изменениям, что и породы лежащего бока рудного тела, т. е. серицитизации, окварцеванию, интенсивной пиритизации. Дайки же характеризуются высоким содержанием цветных компонентов (Fe, Mg, Ca), весьма низким — калия и нормальным для лампрофиров — кремнезема.

Форма тонких и тончайших даек в рудном теле подчинена трещиноватости, наблюдающейся в руде, причем разрывы сплошности даек отсутствуют. Учитывая это, трудно допустить дорудный возраст даек, так как вероятность сохранения тончайшими дайками (8—10 мм) своей сплошности и ажурной формы на фоне тектонических препааций и мощных гидротермальных процессов в период формирования колчеданной залежи крайне мала. В дайках присутствует сульфидная минерализация. Этот признак может быть использован для аргументации их дорудного возраста. Однако имеются два обстоятельства, которые противоречат такому выводу. Во-первых, количественно сульфидная минерализация в дайках незначительна и несравнима с минерализацией в пиритизированных породах лежащего бока. Во-вторых, сульфиды в дайках отличаются от сульфидов рудного тела по содержанию элементов-примесей. Отсюда следует, что минерализация в дайках происходила в иных условиях и в иное время, чем образование рудной залежи. Приведенные признаки достаточно ясно доказывают послерудный возраст лампрофировых даек Урупского месторождения.

В различных типах руд Урупского месторождения был исследован изотопный состав серы. В табл. 6 отмечены типы сульфидов, подвергшихся анализу, и результаты последнего. Для всех образцов характерно постоянство величины  $\delta S^{34}$  равной в среднем +5,7 и варьирующей в узком пределе от +3,3 до +7,2‰. Характерно также, что нет каких-либо закономерных различий  $\delta S^{34}$  в пирите, халькопирите и сфалерите. Для них всех средняя величина  $\delta S^{34}$  одна и та же. Все это позволяет считать, что  $\delta S^{34}$  равная +5,7‰, скорее всего задавалась эндогенным

Таблица 6

## Изотопный состав серы сульфидов Урупского месторождения

Минерал	$S^{32}/S^{34}$	$\delta S, ‰$
Пирит из пиритизированных пород лежачего бока Главной залежи . . . . .	22,10	+5,4
Пирит из бедной медноколчеданной руды . . . . .	22,10	+5,6
Сфалерит из средней части разреза Главной залежи . . . . .	22,09	+5,7
Тонкая смесь халькопирита и пирита из полосчатой богатой цинково-медной колчеданной руды верхней зоны Главной залежи	22,09	+5,8
Халькопирит из предыдущей руды . . . . .	22,09	+5,9
Сфалерит из той же руды . . . . .	22,09	+5,8
Тонкая смесь пирита и халькопирита из слоя медноколчеданной руды непосредственно в кровле Главной залежи . . . . .	22,15	+3,3
Смесь пирита и халькопирита из слоя руды в зеленом туфосланце кровли Главной залежи . . . . .	22,09	+5,7
Смесь пирита и халькопирита из слоя руды в красном туфосланце кровли Главной залежи . . . . .	22,06	+7,2
Смесь пирита и халькопирита из гальки медноколчеданной руды в базальном слое нижней юры . . . . .	22,14	+3,8
Халькопирит из центра той же гальки . . . . .	22,13	+4,1
Халькопирит из регенерационной каймы вокруг той же гальки . . . . .	22,35	-5,9

подкоровым источником рудообразующих растворов и при отложении первичных руд Урупского месторождения фракционирование изотопов серы практически не происходило. Аномальное отклонение от средней величины до  $-5,9‰$  отмечается в регенерированном халькопирите вокруг галек колчеданной руды в базальных нижнеюрских отложениях. Отклонение объясняется участием биогенных процессов в переотложении сульфидов вокруг колчеданных галек.

## Пострудная тектоника

Большое влияние на формирование современной структуры Урупского месторождения оказали пострудные тектонические дислокации в виде многочисленных разрывных и пликтивных нарушений различного порядка. По характеру относительных смещений выделяются следующие типы разрывных нарушений: 1) сбросы, 2) сбросо-сдвиги, 3) оползневые сбросы, 4) надвиги. Долевое участие каждого типа разрывов в структуре месторождения различно. Наиболее распространенными нарушениями являются нормальные сбросы и надвиги, другие нарушения встречаются в единичных случаях.

По условиям залегания среди сбросов выделяется семь самостоятельных систем. Из них доминирует система продольных разрывов, имеющих простирание  $314^\circ$  и падение к юго-западу под углом в среднем  $50-70^\circ$ . К ней относятся самые крупные нарушения месторождения — Урупский и Центральный сбросы. Морфологически разломы данной системы выражены как плотно притертые зоны милонитизации и разлистования. Формирование сбросов происходило в обстановке интенсивного трения блоков в условиях высоких нормальных напряжений. Как правило, сбросы не удается проследить на большие расстояния в породы висячего или лежащего боков рудной залежи, где они,

постепенно вырождаясь, переходят в флексуры, а затем затухают. Второй характерной системой сбросов является группа нарушений, имеющих среднее простирание  $67^\circ$ , падение к югу под углом около  $70^\circ$ . Они развиты преимущественно на восточном фланге месторождения.

Нарушения надвигового типа имеют подчиненное распространение. По условиям залегания выделяется две основные системы надвигов: первая, имеющая простирание  $297^\circ$ , падение на юг под углом  $35-63^\circ$ , и вторая с простиранием  $297^\circ$ , падением на север под углом  $63-75^\circ$  (рис 25.). Более широко распространены первые, залегающие обычно круче, чем слоистость пород. Обе системы по залеганию и морфологическим признакам можно рассматривать в генетическом отношении как взаимносопряженную систему трещин скальвания.

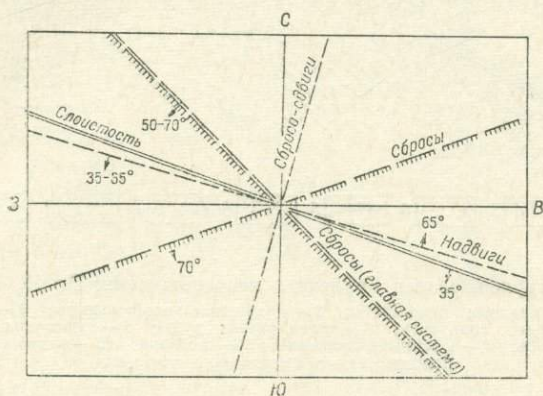


Рис. 25. Схема соотношений тектонических контактов и залегания пород на Урупском месторождении.

С точки зрения динамической обстановки и механизма образования выделяются два главных генетических типа нарушений (трещин) — отрыва и скальвания (Пэк, 1939). Из перечисленных нарушений к трещинам скальвания необходимо отнести главные системы сбросов и надвигов. Они выражены как зоны интенсивного трения и волочения материала. Около тех и других наблюдаются пластические изгибы слоистости пород. Эти деформации могли проявиться только в условиях большого нормального по отношению к плоскости нарушений напряжения. Наличие вдоль многих нарушений характерных дифференцированных милонитов позволяет отметить еще одну важную генетическую их особенность. Смещения около нарушений носили, как правило, однонаправленный характер. Иными словами, вдоль ранее образовавшихся сбросов и надвигов не отмечается наложенных более поздних движений обратного знака. Большинство сбросов и надвигов не прослеживается в толще юрских пород, т. е. весь комплекс тектонических нарушений сформировался в доюрский период. Все же в позднеюрское время только вдоль некоторых из них возобновлялись мелкие тектонические движения.

Обобщенная схема соотношения разрывных и пликтивных структур месторождения приведена на рис. 25. Главные системы сбросовых нарушений имеют продольную ориентировку относительно моноклинали участка месторождения. Однако о строгом совпадении простирания сбросов и слоистости говорить нельзя. Наоборот, четкой закономерностью является косое расположение нарушений. Величина угла между линиями простирания наиболее распространенной системы сбросов ( $314^\circ \text{ Ю} \angle 50-70^\circ$ ) и моноклинали ( $290^\circ \text{ Ю} \angle 35^\circ$ ) составляет около  $25^\circ$ . Интересной особенностью структуры участка месторождений является его своеобразное асимметричное блоковое строение. Главные,

определяющие структуру месторождения сбросы имеют падение кюгу в направлении падения слоистости. Этим сбросам как трещинам скальвания не отвечает вторая сопряженная система, которая теоретически должна иметь то же простирание, но падение к северу. Благодаря таким особенностям залегания сбросы приобретают активную роль в формировании складчатой структуры месторождения. На рис. 26 при-

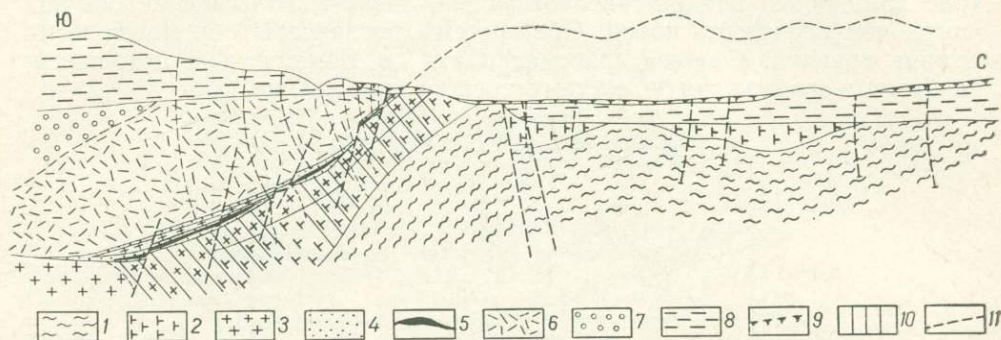


Рис. 26. Структурный разрез Урупского месторождения. По Н. С. Скрипченко.

1 — филлиты; 2 — диабазовые порфиры; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — туфогенно-осадочные породы рудовмещающего горизонта; 5 — колчеданные руды; 6 — туфогенная толща; 7 — толща пермских конгломератов; 8 — юрские отложения; 9 — делювий; 10 — гидротермально измененные породы; 11 — тектонические контакты

ведена общая схема структуры месторождения, из которой, в частности, следует, что моноклираль благодаря относительным смещениям вдоль сбросов приобретает значительно более крутое падение.

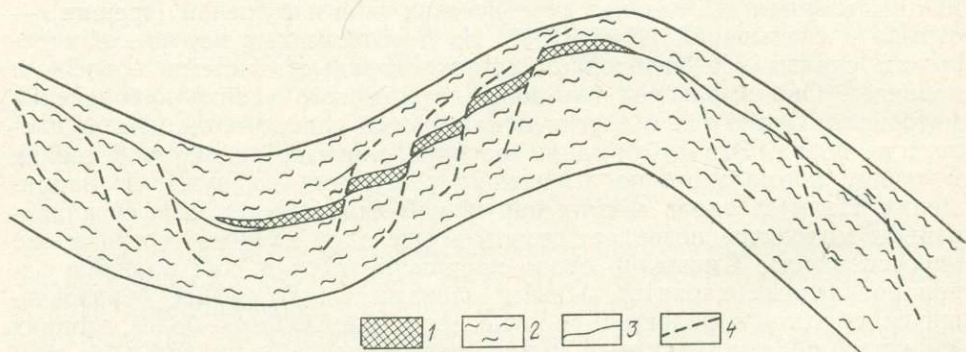


Рис. 27. Обобщенная схема взаимоотношений гравитационных сбросов и складчатой структуры Урупского месторождения. По Н. С. Скрипченко.

1 — рудная залежь; 2 — толща расланцованных эффузивных и вулканокластических пород; 3 — контакты пород; 4 — сбросы

Так как относительные смещения вдоль сбросов почти всегда сопровождаются соответствующими изгибами слоистости, то субпараллельные близко расположенные группы сбросов обуславливают образование своеобразных складчатых структур скальвания. Последовательные смещения вдоль сбросов являются причиной более крутого падения как отдельных участков, так и моноклиального крыла месторождения в целом. В итоге намечается морфологическая взаимосвязь сбросов и пликативных структур. Эта взаимосвязь в более полном виде показана на гипотетической схеме (рис. 27).

Главные нарушения месторождения — продольные сбросы, как отмечалось, образуют со складчатыми проявлениями генетически единую структуру. Вероятное положение главных тектонических напряжений в стадию формирования сбросов показано на рис. 28. Сбросы, как трещины скалывания, могли образоваться только в условиях вертикальной ориентировки сжимающих напряжений (Гзовский, 1964). Такие нарушения являются гравитационными. Растяжение материала происходило в поперечном примерно горизонтальном направлении (см. рис. 28 ось  $\sigma_1$ ). Это направление можно изобразить в виде траектории главной оси ( $\sigma_2$ ). Приведенную структурную схему можно рассматривать как сочетание складок поперечного изгиба и гравитационных сбросов. Ее формирование логично объяснить вертикальными тектоническими движениями. Данный вывод подтверждается общими морфологическими особенностями складчатости района. Она отличается развитием прерывистых неправильных куполовидных поднятий и отвечающих им синклиналильных структур.

В заключение рассмотрим ряд общих особенностей пострудной тектоники месторождения.

Имеется определенная взаимосвязь между тектоническими разрывами и неоднородностью физико-механических свойств толщи пород. Общим фактором неоднородности на участке месторождения является наличие относительно прочной массивной рудной залежи среди тонко расслоенных и рассланцованных пород. Первичными особенностями залежи были ее прерывистость и изменчивость мощности. В целом она состоит из отдельных линзовидных тел. Общее направление проекций длинных осей линз диагональное к слоистости и оси имеют пологое скатывание к востоку. Именно так расположена полоса, по-видимому, самого крупного пережима Главной рудной залежи. Полоса отличается существенным снижением мощности залежи по сравнению с более глубокими и верхними горизонтами. Чешуйчатая серия нормальных сбросов, объединяющаяся в Урупский сброс, приурочена к этой полосе. Данная особенность заключается в зарождении сбросов вдоль границ или пережимов колчеданных линз, устанавливается и в более мелких масштабах на верхних горизонтах. Вторая особенность в размещении наиболее дислоцированных участков заключается в приуроченности большинства из них к зонам фациального выклинивания или пережимов рудных тел.

### *Власинчихинское месторождение*

Месторождение расположено в западной части рудного поля. Рудовмещающая свита в районе месторождения, как и на Урупском месторождении, отчетливо дифференцирована на существенно эффузивную подрудную и эффузивно-осадочную надрудную толщи. Основание подрудной толщи представлено чередованием лав основного и кислого состава: диабазов, спилитов и кварцевых альбитофиров. В этом чередовании основные породы доминируют над кислыми. Верхняя часть

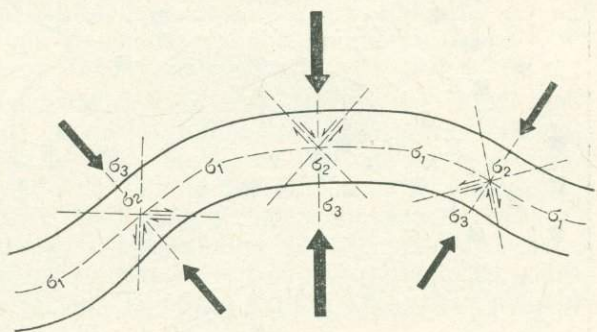


Рис. 28. Схема образования нормальных (гравитационных) сбросов и складки поперечного изгиба. По М. В. Гзовскому.

траектории главных напряжений:  $\sigma_3$  — сжимающего,  $\sigma_1$  — растягивающегося,  $\sigma_2$  — промежуточного; большие стрелки — ориентировка складкообразовательных напряжений

толщи — это мощный (около 100 м) покров порфировых и афировых кварцевых альбитофиров. Крупнопорфировые разности последних служат непосредственно почвой рудной залежи. Надрудная толща в общем представляет собой чередование горизонтов кремнисто-известковых туффитов, филлитов и покровов кислых лав.

Рудное тело (рис. 29) согласно перекрывается мощной линзовидной пачкой известковистых туфогенно-осадочных пород, представляющих собой ритмиты из разнозернистых полимиктовых туфопесчаников

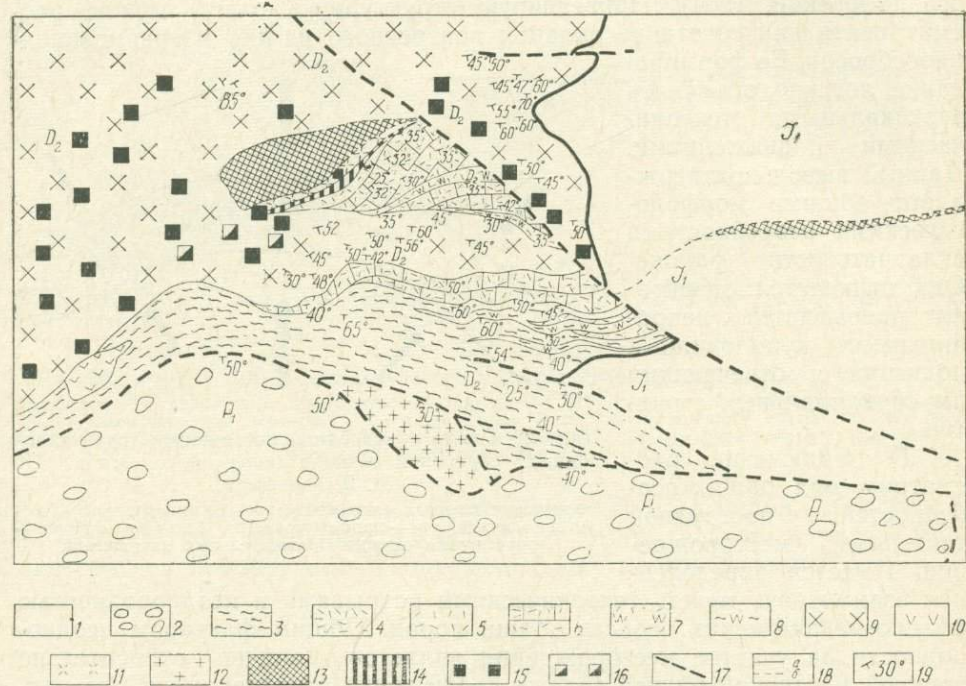


Рис. 29. Геологическая карта Власиничихинского месторождения. Составлена по данным Н. С. Скрипченко, Н. А. Савченко, А. С. Тамбиева, В. И. Нефедова и М. Ф. Павлюка.

1 — нижнеюрские отложения; 2 — отложения пермского возраста; 3 — филлиты; 4 — туфы и туффиты кислого состава; 5 — туфопесчаники среднего состава; 6 — известковистые туфопесчаники и кремнистые сланцы; 7 — кварциты; 8 — переслой кварцитов и филлитов; 9 — кварцевые альбитофиры; 10 — диабазы; 11 — крупнозернистые кварцевые альбитофиры; 12 — фельзиты; 13 — сплошные медноколчеданные руды; 14 — слоистые колчеданные руды; 15 — пиритизация в различных породах; 16 — медная минерализация в околорудных породах; 17 — тектонические нарушения; 18 — границы пород; а — прослеженные, б — предполагаемые; 19 — элементы залегания

и кремнистых сланцев. Пачка повторяет в плане границы колчеданной залежи. Ее мощность колеблется от 1—2 м на южном и западном обрамлении рудного тела до 50 м на восточном фланге. На западном фланге и по падению рудного тела она выклинивается. К юго-востоку горизонт туфогенно-осадочных пород протягивается в районе Первомайского участка (см. рис. 29). Выше залегает покров кварцевых альбитофиров мощностью около 40 м, на который согласно налегает горизонт, представленный тонким чередованием известковистых кристаллолитокластических туфов, туфопесчаников, зеленых ленточных кремнистых сланцев, кварцитовидных пород и серых полосчатых мраморов. Мощность горизонта значительно возрастает к востоку (до 35—40 м). На западном фланге месторождения он прослеживается в виде сравнительно узкой (3—5 м) полосы и за пределами месторождения постепенно выклинивается. Разрез надрудной толщи завершается горизонтом черных филлитовидных сланцев. Надрудная толща девонских

туфогенно-осадочных пород несогласно перекрывается конгломератами перми и нижнеюрскими терригенными отложениями.

Рудная залежь на  $\frac{2}{3}$  вскрыта карьером и интенсивно обрабатывается, имеет форму выпуклой асимметричной линзы, залегающей в общем согласно с вмещающей эффузивно-осадочной толщей. При сравнительно небольших размерах в плане мощность колчеданной залежи достигает максимальных значений в центральной части месторождения. На западном фланге месторождения колчеданная линза тупо выклинивается среди эффузивных кварцевых альбитофиров (см. рис. 29). На восточном фланге колчеданная линза выклинивается постепенно и после небольшого пережима переходит в слепую залежь Первомайского участка, которая прослежена скважинами (сеть  $100 \times 100$  м) по простирацию и по падению при средней истинной мощности около 4 м. В центральной части она имеет максимальную мощность 28,2 м.

Для Власинчихинско-Первомайской залежи, как и для Урупской, характерно родство ее формы с формой надрудных горизонтов осадочных пород. Залежь и горизонты выклиниваются одновременно и тупо на западном фланге и постепенно на юго-восточном. По-видимому, рудное тело и горизонты осадочных пород последовательно отлагались в пределах одной и той же синвулканической депрессии. Резкое западное окончание надрудных осадочных пород имеет характер прислоения к крутому борту депрессии. Природа тупого окончания рудной залежи, по-видимому, такая же.

Среднее содержание меди и цинка во Власинчихинской и Первомайской залежах в 2,5—3 раза меньше, чем в Главном рудном теле Урупа. Наиболее широко развиты сравнительно бедные медноколчеданные и серноколчеданные руды. Медно-цинково-колчеданные руды редки. Согласно минералогическим подсчетам Н. В. Иванова (1953), основной объем любых типов массивных руд приходится на долю пирита (до 80%). Содержания халькопирита и сфалерита колеблются соответственно от долей процента до 8,76 и 3%. Кроме того, в рудах отмечаются борнит, теннантит, галенит (сумма менее 1%), кварц (до 14%), кальцит (до 10%), хлорит (до 4%) и серицит (до 1%).

Руды имеют массивную брекчиевидную, реже полосчатую текстуру. Их структура изменяется от афанитовой до кристаллически-зернистой. В подавляющем большинстве случаев руды хорошо окристаллизованы. Размер сульфидных зерен колеблется от 0,02 до 1—2 мм. По характеру сростаний рудных минералов главную роль играют грано-бластические, гипидиоморфнозернистые, катакластические и коррозионные структуры. Сульфиды меди и цинка ксеноморфны по отношению к различным полиморфным модификациям дисульфида железа, представленным кристаллически-зернистыми агрегатными сростаниями, а также эвгедральными выделениями кубической и пентагональной формы. Они выполняют трещинки, пустоты в пиритных агрегатах или образуют довольно крупные сплошные поля. В последнем случае аллотриоморфнозернистый халькопирит-сфалеритовый агрегат цементирует зерна пирита.

Главное рудное тело Власинчихинского месторождения венчается пачкой тонкослоистых сульфидных руд с прослоями кварцевых альбитофиров и туфогенно-осадочных пород. Мощность пачки колеблется от 1 до 3 м, достигая максимальных значений в центральной части и на западном фланге месторождения (см. рис. 29). В пачке насчитывается свыше десятка ритмов, состоящих из асимметричных слоев медноколчеданной руды и туффитов. Осадочное происхождение слоистых руд доказывается отсутствием жильных выделений в слоях туффитов и руд, наличием горизонтальной и вертикальной зональности рудных слоев. Горизонтальная зональность проявляется в убывании содержа-

ния халькопирита с запада на восток по простиранию, вертикальная — в уменьшении отношения пирит/халькопирит от почвы к кровле каждого слоя. Осадочная гипотеза подтверждается также разнообразием форм выделения сульфидов, включающих колломорфные сегрегации гельпирита, марказита, крупных кубических и пентагональных идиокристаллов с различными типами внутренней зональности.

Гидротермально измененные породы на Власинчихинском месторождении развиты как в почве, так и в кровле рудного тела. По сравнению с Урупским месторождением структура околорудного ореола приобретает черты некоторой симметрии относительно плоскости колчеданной линзы. Среди гидротермально измененных пород Ю. Ю. Глуховым (1969) выделено несколько типов сульфидной минерализации. Самым распространенным типом являются тонкие зоны вкрапленной пиритизации. Они образуют штокверк, который вследствие наложенного рассланцевания приобретает вид сплюснутой ромбоэдрической решетки. Вторым типом являются согласные линзы массивных колчеданных руд. В отдельных линзах отмечены значительные (от 1—3 до 10%) содержания халькопирита и сфалерита.

Третий тип сульфидных рудопроявлений представлен согласными линзовидными телами полосчатых кремнисто-сульфидных руд. Они выполнены весьма тонкополосчатыми рудами, представленными чередованием существенно пиритных и кварц-пиритных согласных микропрослойков.

Хлорит-халькопирит-пиритовый тип оруденения представлен редкими экзотическими линзами в измененных альбитофирах.

### *Скалистое месторождение*

Месторождение представлено прожилково-вкрапленными медно-колчеданными рудами. Оно залегает в нижней части вулканогенной голци внутри дифференцированного диабазового покрова, с подчиненными телами кварцевых альбитофигов. Оруденение в целом локализовано в виде согласной зоны. Обычно зона разветвляется на весьма обогащенные пиритом и халькопиритом косо ориентированные к слоистости тела хлоритовых метасоматитов. Подчиненную роль играют согласные линзы серноколчеданных руд. Для прожилково-вкрапленных медноколчеданных руд характерно преобладание нерудных минералов над рудными. Первые представлены хлоритом, кварцем, кальцитом и серицитом, вторые — пиритом (до 40%), халькопиритом (до 36%) и гематитом (до 1%).

Размещение оруденения на Скалистом месторождении в определенной мере контролируется литологическими особенностями пород. Главный тип руд тесно ассоциирует с амигдалоидными диабазами. В то же время эти руды не концентрируются в виде значительных тел в кварцевых альбитофирах и имеют с ними резкие контакты.

Положение месторождения в структуре рудного поля не предопределяется хорошо наблюдаемыми локальными тектоническими элементами. Единственной особенностью месторождения, выделяющей его среди других участков рудного поля, является наличие в его центральной части узла пострудных даек лампрофигов. Однако этот узел не оказывает заметного влияния на размещение руд внутри рудной зоны, хотя, возможно, и наследует древние разломы в вулканогенной толще.

Согласный характер рудной зоны в целом и отсутствие продольных тектонических срывов в диабазовом покрове позволяют предположить, что рудоносные растворы поступали путем медленной порово-трещинной фильтрации сквозь еще не консолидировавшийся покров. Приуроченность оруденения к амигдалоидным участкам и даже пени-

стым диабазам связана скорее всего с тем, что отложение руд происходило в поверхностной части покрова диабазов.

Рудная залежь Скалистого месторождения характеризуется асимметричной поперечной зональностью. Богатые медью и относительно менее сульфидные руды концентрируются в основном в лежащем боку, серноколчеданные высокосульфидные (пирита до 90% объема) — в висячем боку. Эта зональность, обратная зональности других колчеданных залежей, генетически определяется как фациальная метасоматическая зональность. Геохимически ее существование в том, что в нижней части залежи железо связывалось преимущественно в виде силиката — сферосидерита, в верхней — в виде пирита. Это объясняется более высокой активностью  $\text{SiO}_2$  в основании залежи, что в свою очередь связано с возрастанием щелочности от почвы к кровле залежи.

### *Закономерности размещения месторождений Урупской группы*

Образование медноколчеданных руд Урупского рудного поля связано с девонской вулканогенной деятельностью, результатом которой явилось накопление вулканогенно-осадочной толщи, а также формирование субвулканических тел кварцевых альбитофиров, порфиритов основного и среднего состава. Оруденение, локализовавшееся одновременно с магматической деятельностью, представлено вулканогенно-осадочным и субвулканическим гидротермально-метасоматическим типами. Основную роль играет первый тип, причем значительные концентрации полезных компонентов присутствуют также в метасоматитах, сопровождающих вулканогенно-осадочные залежи. В зонах гидротермально измененных пород, сформировавшихся на глубине, обычно имеется рассеянная непромышленная медная и цинковая минерализация. В Скалистом месторождении, генетический тип которого еще неотчетливо выявлен, размещение медных руд контролирует пористая миндалекаменная зона диабазового покрова и рудные тела имеют в целом согласное залегание. Таким образом, разведанные к настоящему времени промышленные руды Урупского рудного поля размещены в вулканогенной толще в тесной взаимосвязи с ее литолого-фациальными особенностями.

Образование перечисленных генетических типов колчеданного оруденения связано бесспорно с эндогенным источником рудосодержащих растворов. В связи с этим проблема выявления рудопроводящих структурно-тектонических элементов имеет большое значение для расшифровки контроля оруденения. Для Урупского рудного поля такие элементы могут быть протрассированы в общих чертах как участки гидротермальных изменений и дайки субвулканических пород. Однако далеко не все зоны пиритизации являются корнями залежей массивных руд, так же как и не все субвулканические тела магматических пород сопровождаются гидротермальными изменениями.

На примере более крупных колчеданных залежей — Урупской и Власинчихинской — отчетливо выражено рудоконтролирующее взаимодействие глубинных рудоподводящих структур и литолого-фациальных факторов. Ореолы гидротермальных изменений развиваются от почвы обеих залежей на глубину. В то же время кровлей этих залежей являются блюдцеобразные тонкие пачки кремнистых терригенно-туфогенных пород. Такие сочетания следует объяснить первично как синвулканические поля разгрузки газо-гидротермальных растворов. В рельефе им соответствовали пологие впадины, в которых одновременно с разгрузкой шло накопление сульфидных руд. В дальнейшем эти впадины были замкнуты благодаря пострудной хемогенной и обломочной седиментации. Факты (Урупское и Власинчихинское месторождения) образования кремнистых осадочных пород и пластовых тел колчеданных руд на

выходах крупных рудоподводящих синвулканических структур иллюстрируют отмеченное рудоконтролирующее сочетание.

Благоприятной частью разреза вулканогенной свиты для размещения колчеданных вулканогенно-осадочных руд является зона диабазов и альбитофиров от верхней части горизонта и до почвы туфогенной подсвиты. В этой зоне, которую можно назвать критической, заключены все три месторождения, причем более крупные тяготеют явно к границе эффузивной и туфогенно-осадочной подсвиты. Эту границу для Урупского рудного поля следует считать наиболее благоприятной зоной для поисков слепых рудных тел.

## ЛАБИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

### *Геологическое строение*

Лабинский рудный район расположен в междуречье Большой и Малой Лабы (см. рис. 2). Основные черты его геологического строения обусловлены особенностями заложения и развития Бескесско-Марухской и Уруштено-Ацгаринской структурно-фациальных подзон.

В геологическом строении района принимают участие геосинклинальные вулканогенно-осадочные и осадочные образования среднего — верхнего девона и нижнего карбона, молассы среднего — верхнего карбона и нижней перми, а также песчаники и аргиллиты лейаса.

Девонские вулканогенно-осадочные образования вмещают все известные колчеданные месторождения и рудопроявления района. Колчеданосные вулканогенно-осадочные образования преимущественно развиты в Бескесско-Марухской подзоне, тогда как в Уруштено-Ацгаринской их роль сравнительно подчинена.

Границы рудного района проводятся по структурным ограничениям рудоносной формации. Южное окончание района проходит по северной периферии зоны Главного хребта. Северной границей служит полоса развития верхнепалеозойских и нижнеюрских отложений. Восточное и западное ограничения проводятся условно; первое по выходам нижнеюрских осадков, а второе — по контакту девонских вулканогенных образований с древними кристаллическими сланцами.

Восточная и северо-восточная части рудного района, приуроченные к Бескесско-Марухской подзоне и характеризующиеся наиболее полным набором вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, выделяются в Большелабинское рудное поле. В его пределах расположены Бескесское и Быковское месторождения.

В рудном поле выделяются четыре сменяющиеся в вертикальном разрезе свиты, слагающие геосинклинальную вулканогенно-осадочную серию пород девонского возраста. Они представлены (снизу вверх): бахмуткинской, кизилкольской, картджуртской и пастуховской свитами. Породы рудоносной эффузивной фации (лавы, лавобрекчии, пирокластиты и связанные с вулканическими процессами осадочные породы) объединяются в кизилкольскую и картджуртскую свиты. При этом первая из них характеризуется преобладанием лав, а вторая господствующим развитием туфогенных и нормально-осадочных образований.

Граница между кизилкольской и картджуртской свитами проводится условно. Основанием для их разграничения служат возрастание в верхах кизилкольской свиты пирокластических образований и резкий переход в туфогенную толщу. При этом в подошве картджуртской свиты выделяется горизонт туфов кислого состава с прослоями кремнистых сланцев.

Все известные в пределах рудного поля месторождения и проявления колчеданных руд локализованы внутри кизилкольской свиты.

На участке Бескесского месторождения в строении кизилкольской свиты принимают участие (снизу вверх): диабазовые порфириды (150 м), пачка переслаивания диабазовых порфиритов, альбитофириков и плагиоклазовых порфиритов (280 м), диабазы и диабазовые порфириды (40 м), рудная залежь, переслаивание диабазов и диабазовых порфиритов (140 м), переслаивание альбитофириков, порфиритов и диабазов (200 м), туфы и покровы дацитовых порфиритов (30 м).

Картджуртская свита, непосредственно перекрывающая на месторождении кизилкольскую, сложена (снизу вверх): переслаиванием туфов кислого и основного состава и кремнистых сланцев (60 м), лавобрекчиями и агломератовыми лавами основного состава (40 м), диабазами и диабазовыми порфиритами (30 м), переслаиванием туфов разного состава, филлитов и кремнистых сланцев (130 м) диабазами (10 м), переслаиванием туфов разного состава, филлитов и кремнистых сланцев (130 м), лавобрекчиями и агломератовыми лавами основного состава (20 м), кремнистыми сланцами (5 м), уралитовыми порфиритами и их туфами (40 м), известняками (2 м), переслаиванием филлитов, туфов среднего состава, известняков и туфоконгломератов (20 м).

На участке Быковского месторождения кизилкольская свита сложена преимущественно диабазами и альбитофирами при преобладании первых. В средней части свиты на разных уровнях разреза устанавливаются агломератовые лавы диабазового состава. К верхам свиты приурочены мелкие покровы плагиоклазовых и дацитовых порфиритов. Картджуртская свита на участке месторождения сложена (снизу вверх): лавобрекчиями и туфами кварцевых альбитофириков и дацитовых порфиритов (350 м), тесным переслаиванием туфов дацитовых порфиритов, уралитовых порфиритов (лавы, лавобрекчии, туфы), кремнистых и филлитовидных сланцев, туфоконгломератов (500 м). Последние приурочены к верхам разреза.

На Бескесском и Быковском месторождениях мощности кизилкольской свиты сопоставимы при несопоставимости мощностей картджуртской свиты. На первом кизилкольская свита имеет мощность 750 м, а картджуртская 300 м, на втором соответственно 720 и 840 м.

Роль слагающих кизилкольскую свиту пород выражается в следующих объемах:

1. Бескесское месторождение: диабазы и диабазовые порфириды 35%, агломератовые лавы основного состава 22%, кварцевые альбитофиры 22%, плагиоклазовые и дацитовые порфириды 21%.

2. Быковское месторождение: диабазы и диабазовые порфириды 47%, агломератовые лавы основного состава 25%, кварцевые альбитофиры 22%, плагиоклазовые и дацитовые порфириды 6%.

Подобные соотношения типов пород в картджуртской свите таковы:

1. Бескесское месторождение: филлиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, кремнистые сланцы 30%, плагиоклазовые порфириды 11%, туфы плагиоклазовых порфиритов, дацитовых порфиритов и кварцевых альбитофириков 22%, уралитовые порфириды их туфы 16%, известняки и туфоконгломераты 21%.

2. Быковское месторождение: филлитовидные и кремнистые сланцы 34%, дацитовые порфириды и их туфы 45%, туфы и лавобрекчии плагиоклазовых порфиритов и кварцевых альбитофириков 16%, уралитовые порфириды, их туфы и туфобрекчии 5%.

Эффузивные и эффузивно-пирокластические породы рудного поля значительно водоизменены в результате регионального зеленокаменного метаморфизма.

В табл. 7 приведен разрез вулканогенно-осадочной рудовмещающей толщи Бескесского месторождения с указанием исходной природы

## Сравнение исходных и метаморфических образований в вулканогенно-осадочной рудовмещающей толще Бескесского месторождения

Свита	Исходные породы	Мощность, м	Минеральная ассоциация
Пастуховская	Переслаивание филлитов и известняков . . . . .	180	Кальцит-серицит-хлоритовая
	Известняки . . . . .	170	Мраморизованные известняки
	Переслаивание туфоконгломератов, известняков, филлитов и туфов . . . . .	100	Кварц-кальцит-серицит-хлоритовая
	Мелкообломочные туфы и туфобрекчии кислого состава . . . . .	24	Кварц-кальцит-хлорит-серицитовая
	Переслаивание филлитов, туфов среднего состава, известняков и туфоконгломератов . . . . .	20	Кварц-серицит-хлоритовая
	Известняки . . . . .	2	Мраморизованные известняки
Карджюртская	Туфы уралитовых порфиритов . . . . .	5	Роговая обманка кварц-хлорит-эпидотовая
	Кремнистые сланцы . . . . .	5	Мелкозернистые кварциты
	Лавобрекчии кислого состава . . . . .	15	Альбит-серицит-хлоритовая
	Переслаивание туфов разного состава, филлитов, кремнистых сланцев . . . . .	140	Кварц-хлорит-альбит-эпидотовая, хлорит-серицитовая, кварцитовая
	Диабазы . . . . .	5	Хлорит-эпидот-альбитовая
	Переслаивание туфов разного состава, филлитов и кремнистых сланцев . . . . .	130	Эпидот-хлорит-кварцевая, хлорит-серицитовая, монокварцитовая
	Диабазы . . . . .	25	Эпидот-хлорит-кварц-альбитовая
	Лавобрекчии основного состава . . . . .	20	Кварц-хлорит-эпидотовая
	Туфы кислого и основного состава, кремнистые сланцы . . . . .	60	Кварц-хлорит-эпидотовая, эпидот-хлоритовая, монокварцитовая
	Дацитовые порфириты . . . . .	10	Эпидот-хлорит-актинолитовая
Кизилкольская	Туфы дацитовых порфиритов . . . . .	20	Кварц-хлорит-эпидот-альбитовая
	Переслаивание альбитофигов, порфиритов и диабазов . . . . .	195	Кварц-альбит-хлоритовая, эпидот-актинолит-альбитовая
	Переслаивание диабазов и порфиритов . . . . .	120	Эпидот-актинолит-хлоритовая
	Диабазы . . . . .	20	Эпидот-актинолит-хлорит-кварцевая
	Рудная залежь . . . . .	20	Разнейсованные руды
	Диабазы и диабазовые порфириты . . . . .	40	Эпидот-хлорит-актинолит-кварц-альбитовая
	Переслаивание диабазовых порфиритов, альбитофигов и плагиоклазовых порфиритов . . . . .	280	Актинолит-эпидот-хлоритовая и кварц-альбит-хлоритовая
	Диабазовые порфириты . . . . .	150	Кварц-актинолит-эпидот-хлорит-альбитовая
Бахмуткинская	Филлиты . . . . .	500	Хлорит-мусковитовая и эпидот-хлорит-актинолитовая

пород и соответствующих метаморфических минеральных ассоциаций. В обобщенном виде площадной зеленокаменный метаморфизм выразился в образовании пород альбит-актинолитовой, эпидот-актинолитовой, альбит-хлорит-эпидотовой, хлорит-эпидотовой, эпидот-альбитовой, кварц-хлоритовой и эпидотовой с актинолитом подфаций фации зеленых сланцев. Они соответствуют эпидот-актинолитовой, хлорит-эпидотовой и хлорит-серицит-кальцитовой ступеням метаморфизма. В табл. 7 показано размещение метаморфических пород в соответствии с глубиной и их исходной природой. При этом среднетемпературные минеральные парагенезисы в восходящем разрезе сменяются низкотемпературными парагенезисами. Границы метаморфических подфаций соответствуют контурам исходных пород. Так, для серпентинитов и кислых пород характерен альбит-хлорит-кварц-кальцит-эпидотовый парагенезис. В нем эпидот присутствует в весьма незначительном количестве. Покрыты кварцевых альбитофиров большей частью превращены в монокварциты с реликтовыми вкрапленниками кварца и альбита. В качестве примесей отмечаются серицит, кальцит и хлорит.

Породы основного состава характеризуются развитием парагенезисов с альбитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом и магнетитом. В них полностью исчезают первичные темноцветные минералы.

При чередовании в разрезе кизилкольской и картджуртской свит продуктов зеленокаменного метаморфизма возникают колонки с резко ограниченными метаморфическими подфациями, характеризующиеся разными минеральными парагенезисами. Причиной этого является разная исходная природа пород, подвергшихся метаморфизму.

Значительно меньшей метаморфизованностью характеризуются субвулканические залежи диабазов и кварцевых альбитофиров. Они по минеральному составу сходны с соответствующими эффузивами, но отличаются от них крупнозернистостью и обилием фенокристаллов.

В диабазовых в отличие от эффузивных аналогов нередко встречаются реликтовые зерна авгита, по краям замещенные эпидотом и хлоритом.

Обращает на себя внимание вертикальный диапазон распространения подфаций разных ступеней метаморфизма. Согласно табл. 7 продукты хлорит-эпидотовой и хлорит-серицит-кальцитовой ступеней метаморфизма приурочены к верхней части вулканогенно-осадочной формации, тогда как в нижней части развиты продукты эпидот-актинолитовой ступени метаморфизма. Значительный интерес представляет степень переработки верхов картджуртской и низов пастуховской свит. В этих частях разреза вулканогенно-осадочной формации широко развиты низкотемпературные минеральные парагенезисы: кварц-кальцит-серицит-хлоритовый, кварц-гидрослюдистый и кварц-хлорит-гидрослюдистый. Это иллюстрирует закономерное нарастание в нисходящем направлении роли среднетемпературных парагенезисов, что связано с различной глубиной метаморфических превращений.

Геолого-петрологические данные с учетом тектонической обстановки хода метаморфических превращений позволяют предположить, что существует связь во времени регионального зеленокаменного метаморфизма со складчатостью, проявленной на рубеже верхнего девона и раннего карбона (бретонская фаза). К западу от рассматриваемого рудного поля (Джентинская синклиналь, бассейн р. Малой Лябы) на зеленокаменный метаморфизм накладывается высокотемпературный метаморфизм, связанный с внедрением Уруштенского магматического комплекса (базит-плагиогранитная формация). Метаморфические превращения при этом обусловили становление альбит-эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с локальными участками развития амфиболитовой фации. Временем проявления этого метаморфизма надо считать рубеж раннего и среднего карбона (судетская фаза складчато-

сти). Причем метаморфизм этого этапа отчетливо отразился на терригенно-эффузивных образованиях раннего карбона, широко представленных в пределах Джентинской синклинали.

По химическому составу эффузивные образования района группируются в широкий ряд, объединяющий диабазы, альбитофиры и их промежуточные члены (плагноклазовые порфириты, дацитовые порфириты). По данным Ю. Д. Бочкового (1964), основные особенности химизма рассматриваемых эффузивов заключаются в следующем.

1. Кварцевые альбитофиры и эффузивы средней кислотности пересыщены глиноземом, основные породы — диабазовые порфириты недо-сыщены им.

2. Все типы пород характеризуются преобладанием натрия над калием. Отклонение от этого общего положения составляют диабазы и диабазовые порфириты, в которых проявление процесса интенсивной альбитизации обусловило данное явление.

3. Во всех типах пород наблюдается пониженное содержание левошпатовой извести.

### *Субвулканические и интрузивные образования*

В пределах рассматриваемого района широко развиты субвулканические тела диабазовых порфиритов, кварцевых альбитофиринов и кварцевых порфиритов. Кислые субвулканические образования преимущественно приурочены к контрастно дифференцированным вулканитам и тем участкам, где мощности кизилкольской свиты сокращены. В качестве одного из таких участков надо назвать Бескесское месторождение, приуроченное к восточному борту Джентинской синклинали. Этот участок, как было показано, характеризовался тенденцией поднятия в кизилкольское время по сравнению с прилегающим с востока участком развития преимущественно основных лав. По данным Е. А. Снежко и И. И. Грекова (1964), подобное поднятие намечается к востоку от Бескесского рудного поля (балка Горелая), где роль основных эффузивов заметно уменьшается.

Из интрузивных тел в рудном районе широко развиты гипербазиты, гранодиориты, плагнограниты и кварцевые порфиры. Наиболее ранними из этих образований являются гипербазиты. Интрузии кислого и среднего состава (гранодиориты, плагнограниты) прорывают ультрабазиты, а их гальки найдены в конгломератах среднего карбона. На основании этих данных возраст интрузивных образований района, скорее всего, нижнекарбонный, при этом их становление, по всей вероятности, происходило с судетской складчатостью, проявленной на рубеже нижнего и среднего карбона.

Для геохимической характеристики основных литологических разновидностей пород девонского вулканогенно-осадочного комплекса использованы результаты приближенно-количественного спектрального анализа. Для каждой разновидности пород рассчитаны фоновые (средние) содержания меди, цинка, свинца, марганца, титана, никеля, кобальта, ванадия, хрома и молибдена. В статистическую обработку вовлекались выборки с необходимым и достаточным числом проб (от 50 до 150).

Вулканогенно-осадочный комплекс девона по литологическим особенностям расчленяется на ряд горизонтов. Как видно из табл. 8, в распределении элементов устанавливаются определенные закономерности. В филлитах бахмутинской свиты отмечаются максимальные значения фоновых содержаний всего определяемого комплекса элементов. Особенно заметно их обогащение по сравнению с кларками никелем, марганцем и хромом. Содержание всех остальных определяемых элементов ниже значений кларков земной коры. Характерно относи-

Отношения средних содержаний элементов в рудах и фоновых содержаний в породах района и участка Быковского месторождения

Пары элементов	В рудах	Кизилкольская свита вдали от месторождения				Кизилкольская свита на участке месторождения				Филлиты бахмуткинской свиты
		Нижний горизонт		Средний горизонт		Подрудный горизонт		Надрудный горизонт		
		Основные породы	Альбитофиры	Основные породы	Альбитофиры	Основные породы	Альбитофиры	Основные породы	Альбитофиры	
Цинк, медь . . .	2,23	2,27	1,72	2,31	1,71	1,16	1,92	1,26	1,45	1,09
Кобальт, медь . .	0,028	1,40	0,66	1,40	0,72	0,60	0,45	0,91	0,47	0,51
Никель, медь . .	—	0,40	0,27	0,40	0,24	0,37	0,28	0,33	0,21	3,20
Ванадий, медь . .	—	7,00	3,00	7,70	3,30	3,30	1,70	4,50	1,30	2,60
Никель, ванадий .	—	0,07	0,09	0,05	0,07	0,11	0,16	0,07	0,13	1,25

тельное обеднение филлитов цинком по сравнению с медью. Если в глинах и сланцах земной коры соотношение кларков цинка и меди составляет 1,4, то в филлитах бахмуткинской свиты оно равно 1,09.

В вулканогенно-осадочных образованиях кизилкольской и картджуртской свит фоновые содержания всех определяемых элементов ниже кларковых концентраций их для соответствующих разновидностей пород. В распределении элементов устанавливается достаточно устойчивая закономерность, проявляющаяся в тенденции роста средних содержаний их вверх по разрезу. Характерной особенностью района является постоянно более высокие содержания меди в кислых лавах по сравнению с основными. Концентрация меди скачком возрастает в породах горизонта лав среднего состава (верхний горизонт) и еще более контрастнее в породах горизонта туфов различного состава, достигая максимальных значений в туфах основного состава. В одних и тех же разностях пород нижнего и среднего горизонтов различия в фоновых содержаниях не существенны, что может свидетельствовать о значительном геохимическом родстве их и не оправдывает выделение горизонтов в качестве самостоятельных стратиграфических единиц. По-видимому, это единая лавовая толща с устойчивыми петрохимическими и геохимическими признаками.

Из табл. 8 видно, что основные породы (пользующиеся преимущественным развитием) на участке Быковского месторождения характеризуются гораздо большими величинами фоновых содержаний меди, цинка, никеля, кобальта и марганца по сравнению со своими аналогами района.

Если для пород нижних горизонтов кизилкольской свиты района различия в средних содержаниях элементов незначимы, то на участке месторождения отмечаются существенные, значимые различия в концентрациях меди, цинка, марганца и кобальта для лав подрудного и надрудного горизонтов. Породы надрудного горизонта обогащены этими элементами по сравнению со своими аналогами из подрудного горизонта.

При сопоставлении полученных данных по никелю и ванадию, т. е. элементов, не играющих существенной роли в рудообразовании и находящихся почти в кларковых концентрациях (см. табл. 8), видно, что различия в фоновых содержаниях никеля и ванадия в породах подрудного и надрудного горизонтов не существенны, а для ванадия средние

концентрации сопоставимы с данными по породам района. Это свидетельствует о геохимическом сродстве пород района и участка месторождения, а отмеченные отличительные особенности их, вероятно, связаны с процессами рудообразования. Если придерживаться такой точки зрения, то поля с более высокими значениями фоновых содержаний элементов-индикаторов следует выделять как перспективные на медноколчеданное оруденение.

Из сравнения относительного распределения элементов видно (см. табл. 8, 9), что в лавах района и участка месторождения отмечается устойчивое преобладание цинка по сравнению с медью. Для пирокластических образований типичны обратные соотношения. Обращает на себя внимание тот факт, что отношение фоновых содержаний цинка к меди (см. табл. 8, 9) в основных лавах нижних горизонтов и средних содержаний этих элементов в рудах сопоставимы. Вряд ли такое совпадение можно считать случайным. Скорее всего это свидетельствует о генетической связи руд с вмещающими породами.

Характерной особенностью в распределении элементов-индикаторов в породах участка месторождения является своеобразный сдвиг в концентрациях в сторону увеличения средних содержаний от подрудного горизонта к надрудному. Разница в фоновых содержаниях меди и цинка в диабазах подрудного и надрудного горизонтов соответственно составляет  $0,32 \cdot 10^{-3} - 0,71 \cdot 10^{-3} \%$ . Отношение «дефицитных» количеств цинка к таковым меди равно  $0,71 : 0,32 = 2,22$ , а отношение средних содержаний цинка и меди в рудах составляет 2,23.

На участке месторождения кварцевые альбитофиры подверглись в различной степени гидротермальным изменениям и зачастую превращены в кварц-серицитовые метасоматиты. Выделяются два типа метасоматитов. Первый из них всегда пространственно связан с рудной залежью. Второй тип кварц-серицитовых пород отмечается на значительном удалении от рудной залежи (до 80—100 м) и характеризуется четким зональным строением: центральные части зоны сложены существенно кварц-пиритовыми породами, за которыми идут кварц-серицитовые разности, сменяющиеся постепенно кварц-серицит-хлоритовым материалом, а затем переходящие в хлоритизированные, несколько менее измененные породы. Повышение роли хлоритизации выражается в увеличении к краевым частям зоны мощности и количества существенно хлоритовых прослоев, как правило, содержащих вкрапленники пирита хорошо выраженной кубической формы.

В выделенных типах метасоматитов рассчитаны фоновые содержания и функции распределения.

Из табл. 8 и 9 видно, что в метасоматитах второго типа средние содержания элементов сопоставимы с таковыми в неизмененных кварцевых альбитофирах. В то время как распределение всего комплекса элементов в «свежих» кварцевых альбитофирах подчиняется логнормальному закону, в измененных разностях распределение их не укладывается в допуски, характеризующие отнесение выборки к данному или иному закону. Учитывая это, можно считать, что изменение первичных пород происходило без существенного привноса и выноса металлов и второй тип метасоматитов вероятнее всего следует относить к продуктам автометаморфических процессов или же, по крайней мере, не связанным с процессами рудообразования.

Кварц-серицитовые породы первого типа выделяются высокими концентрациями всех элементов-индикаторов. Кроме того, в них обычно встречаются мышьяк, серебро, реже висмут и сурьма.

В базальных горизонтах нижнеюрских отложений на участках балок Горелая и Грушевая спектральным анализом фиксируются концентрации ртути в пределах  $4 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-5} \%$ .

Содержания некоторых металлов в породах района Быковского месторождения

Свита	Литологические разновидности пород	Фоновые содержания, $\mu\text{-}10^{-3}\%$									
		Cu	Zn	Pb	Mn	Ni	Co	V	Cr	Mo	Tl
<i>Большелабинское рудное поле</i>											
Бахмуткинская, нижний горизонт	Филлиты . . . . .	3,63	3,96*	1,18	85,00	11,75	1,84	9,40	26,10	0,10	—
	Диабазы . . . . .	1,32	3,00*	0,40	32,40	0,53	1,83	9,25	1,57	0,10	—
	Альбитофиры кварцевые . . . . .	1,80	3,10	0,40	21,90	0,49	1,19	5,35*	1,94	0,10	—
Кизилкольская, средний горизонт	Диабазы . . . . .	1,22	2,82	0,40	34,70	0,49	1,67	9,44	1,27	0,10	—
	Альбитофиры кварцевые . . . . .	1,51	2,59	0,40	26,80	0,36	1,09	4,94	1,07	0,12*	—
	Агломератовые лавы диабазового состава . . . . .	1,23	2,88	0,42	53,00	0,55	1,74	11,40*	1,21	0,11*	—
верхний горизонт	Порфириты диабазовые . . . . .	2,10	3,05*	0,43	39,80	0,92	1,99	11,80	1,30	0,12*	—
	Порфириты дацитовые . . . . .	2,66	3,42	0,40	35,40	0,49	1,50	8,66*	1,30	0,10	—
	Диабазы . . . . .	2,40	3,50	0,42	42,40	0,44	1,98	10,20	1,60	0,10	—
Картджюрская	Альбитофиры кварцевые . . . . .	2,48	3,69	0,44	37,20	0,43	1,10	4,20	1,70	0,11*	—
	Туфы среднего состава . . . . .	4,18*	3,34*	0,42	36,70	0,85	1,60	—	—	0,10	—
	Туфы кислого состава . . . . .	3,15	3,80*	0,45	34,70	0,64	1,23	—	—	0,10	—
	Туфы основного состава . . . . .	4,42*	3,60*	0,43	48,60	1,37	2,43*	—	—	0,10	—
	Уралит-плагиоклазовые порфириты . . . . .	4,10	3,21*	0,60	38,50	0,73	1,90*	11,30	—	0,10	—
<i>Участок Быковского месторождения</i>											
Кизилкольская, подрудный горизонт	Диабазы . . . . .	2,80	3,24	0,40	61,70	1,05	1,50	9,30	—	0,10	—
	Альбитофиры кварцевые . . . . .	1,75	3,36	0,40	44,60	0,50*	0,80	3,08	—	0,10	—
	Агломератовые лавы диабазового состава . . . . .	1,33	4,20*	0,40	71,00	0,60	2,20	12,60	—	0,10	—
надрудный горизонт	Диабазы . . . . .	3,12	3,95	0,40	78,50	1,03	2,86	9,60	—	0,10	—
	Альбитофиры кварцевые . . . . .	2,06	3,00*	0,40	30,60	0,45	1,00	3,40	—	0,10	—
	Агломератовые лавы диабазового состава . . . . .	1,60	3,40	0,40	77,60	1,01	2,00	13,80	—	0,10	—
<i>Средние содержания в главных типах пород по А. П. Виноградову</i>											
	Ультраосновные . . . . .	2,00	3,00	0,015	150,00	200,00	20,00	4,00	200,00	0,02	30,00
	Основные . . . . .	10,00	13,00	0,80	200,00	16,00	4,50	20,00	20,00	0,14	900,00
	Кислые . . . . .	2,00	6,00	2,00	60,00	0,80	0,50	4,00	2,50	0,10	230,00
	Глины и сланцы . . . . .	5,70	8,00	2,00	67,00	9,50	2,00	13,00	10,00	0,20	450,00
	Средние . . . . .	3,50	7,20	1,50	120,00	5,50	1,00	10,00	5,00	0,09	800,00

\* Распределение элемента в породе аппроксимируется нормальным законом.

Из структурных ярусов, представленных в рудном районе (каледонский, раннегерцинский, позднегерцинский, раннеальпийский), основной интерес представляет раннегерцинский. Он сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями девона и раннего карбона. В их пространственном размещении намечаются определенные закономерности, обусловленные наличием пликтивных и дизъюнктивных структур. Из первых наиболее крупным является Джентинский (Лабинский) грабен-синклинорий, примыкающий с северо-запада к Блыбскому поднятию и разделяющий рудный район на западную и восточную части. Ориентировка оси синклинория северо-западная, близкая к субмеридиональной. Его северо-восточная и юго-западная границы соответствуют разломам глубинного заложения. Последние в период геосинклинального развития территории контролировали подводный эффузивный вулканизм, а в последующем влияли на размещение интрузивных образований разного состава — от гипербазитов до плагиигранитов.

Бортовые зоны Джентинского синклинория представляют собой антиклинальные перегибы, оси которых субпараллельны ориентировке оси прогиба. Наиболее отчетливо антиклинальная структура развита вдоль северо-восточного борта (антиклиналь балки Красная). Она представляет собой субмеридиональное брахиантиклинальное поднятие, в пределах которого выделяется несколько мелких брахиантиклинальных складок. К северо-западному периклинальному замыканию данной антиклинали приурочена рудная залежь Бескесского месторождения. К востоку от этой антиклинали располагается синклинальная складка меридиональной ориентировки, именуемая Пцицерской меридиональной структурой (С. В. Савин, В. Ф. Сидоренко и др., неопубликованные данные). С последней сочетаются также антиклинальные структуры рек Пцицерки и Нефтянки. К северо-западу от последних выделяются антиклинальные складки Грушевая и Водопадная.

В северной части района отмечаются Андрюкская синклиналь и примыкающая к ней с запада одноименная антиклиналь. Они характеризуются меридиональной ориентировкой.

В зоне западного ограничения Джентинского синклинория в полосе перегиба его западного борта располагается Малолабинская антиклиналь, ядро которой сложено вулканогенными породами кизилкольской свиты.

Среди дизъюнктивных нарушений следует отметить три группы.

1. Разломы северо-западного ( $300-320^\circ$ ) простираения. Сюда входят Северный разлом, отделяющий Передовой хребет от Лабино-Малкинской платформенной зоны, Бескесский разлом, разграничивающий Андрюкскую полосу девонских вулканитов от прилегающих с юга верхнепалеозойских моласс, Никитинско-Черемухинский разлом, который по данным большинства исследователей является пограничным между Бескесско-Марухской и Уруштено-Ацгаринской подзонами.

2. Субмеридиональные разломы, ограничивающие выявляемые в районе меридиональные складчатые структуры (Джентинскую, Андрюкскую и Пцицерскую).

3. Субширотные разломы и разломы северо-восточного простираения. Они смещают плоскости ранних разломов и оси пликтивных структур. Субширотные разломы принимают участие в блокировке рудных тел и рудоносных зон.

В истории тектонического развития района намечается несколько этапов.

1. Разламывание фундамента с образованием геосинклинального рва. В роли основных разломных зон самого раннего заложения при

этом выступали Северный, Блыбский и Никитинско-Черемуховский разломы северо-западного простирания.

2. Седиментационно-вулканический этап. При этом наряду с разломами северо-западного простирания активно проявились меридиональные разломы древнего заложения. Последние обусловили тектоническую дифференциацию фундамента и возникновение меридионально ориентированных прогибов и поднятий. В пределах последних во время складчатости возникли синклинальные и антиклинальные структуры унаследованного типа.

3. Этап конседиментационных движений, происходивших на рубеже верхнего девона и раннего карбона. Этому этапу соответствовало прекращение вулканических явлений и становление надвулканогенных осадков регрессивной серии. Оформлялись поднятия и прогибы, в пределах которых происходило накопление осадков. Ведущую роль играли меридиональные разломы, которыми ограничиваются Андрюкская, Цицерская и Джентинская меридиональные структуры. Внутри Джентинского меридионального прогиба, претерпевшего повторное прогибание в конце раннего карбона, проявлялась эффузивная деятельность.

4. Этап складкообразующих движений, протекавших на рубеже раннего и среднего карбона. В это время происходило оформление антиклинальных и синклинальных структур, возникавших на участках синвулканических поднятий и прогибов. Антиклинальные структуры представляли собой структуры облекания вокруг синвулканических поднятий. В конце этапа происходило образование разломов широтного и северо-восточного простираний.

### *Колчеданные месторождения и рудопроявления, их геологическая позиция*

В Лабинском рудном районе колчеданное оруденение представлено двумя месторождениями (Бескесским и Быковским) и большим количеством зон сульфидной минерализации.

Рудные тела Бескесского и Быковского месторождений — это согласные с вмещающими породами залежи сплошных серноколчеданных, медноколчеданных и цинково-колчеданных руд. Отмечаются также согласные с вмещающими породами зоны кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сульфидизированных метасоматитов. Редко встречаются секущие слоистость зоны таких же пород.

По данным одних исследователей (Буадзе, 1971), колчеданные проявления района относятся к собственно гидротермальному типу. Н. С. Скрипченко (1966) рудную залежь Бескесского месторождения рассматривает как вулканогенно-осадочное образование.

Рудные тела указанных месторождений залегают внутри кизилкольской свиты и тяготеют к границе двух ее подсвит. Месторождения приурочены к тем участкам, которые на всех этапах тектонического развития территории характеризовались мобильностью. Так, Бескесское месторождение расположено в полосе меридионального поднятия, представляющего собой восточный борт Джентинской меридиональной синклинальной структуры.

Бескесское месторождение приурочено к крупной согласно залегающей с вмещающими породами рудоносной зоне мощностью 80—120 м. По простиранию и по падению она прослеживается на 800—1000 м в вулканогенных образованиях кизилкольской свиты. Благодаря согласному залеганию с вмещающими породами устанавливается рудоносный уровень разреза. Он соответствует границе двух подсвит кизилкольской свиты. Под рудоносной зоной в составе кизилкольской свиты (нижняя подсвита) преимущественное развитие имеют лавовые

образования, тогда как в надрудном комплексе пород (верхняя под-  
свита) наряду с эффузивами широко развиты пирокластолиты.

На рудоносном уровне разреза развиты зеленокаменные изменен-  
ные породы диабазового состава. В эту группу входят диабазовые пор-  
фириты, локализованные преимущественно в лежачих зальбандах руд-  
ных тел, агломератовые лавы диабазового состава из надрудного ком-  
плекса пород и кварц-хлорит-альбитовые сланцы диабазового состава,  
прилегающие к рудным телам с висячих зальбандов. Из других раз-  
новидностей пород в пределах рудоносной зоны встречаются кварцевые

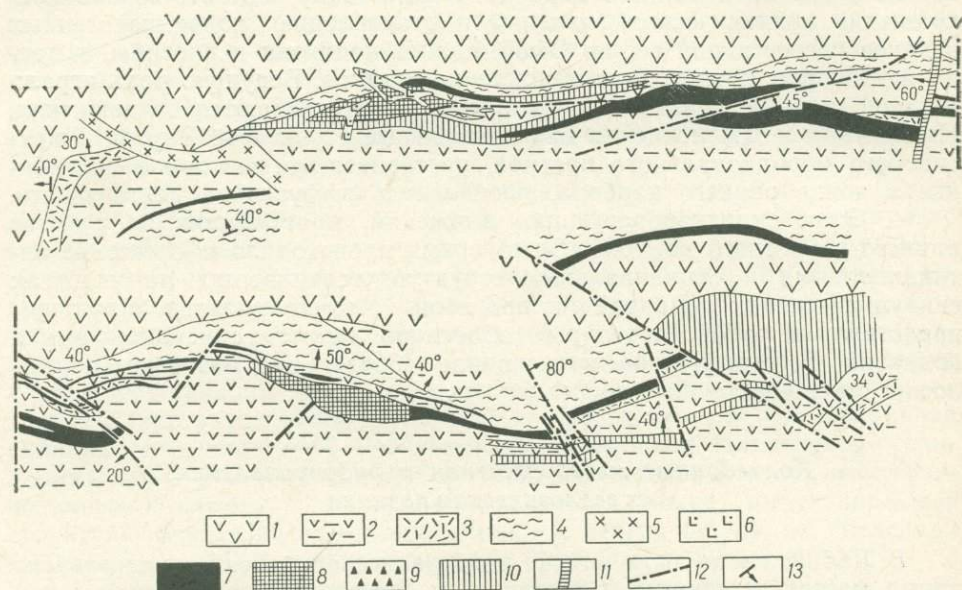


Рис. 30. Геологический план рудной залежи Бескесского месторождения. По  
Н. С. Скрипченко.

1 — диабазовые порфириты; 2 — голосчатые миндалекаменные диабазовые порфириты; 3 — рассланцованные альбитофириты; 4 — хлоритовые сланцы; 5 — гранит-порфириты; 6 — жильные диабазы; 7 — массивные медисто-цинкостые колчеданные руды; 8 — массивные серноколчеданные руды; 9 — рудная брекчия; 10 — кварц-серицитовые пиритизированные породы; 11 — баритовые руды; 12 — тектонические нарушения; 13 — элементы залегания

порфириты и кварцевые альбитофириты, преимущественно развитые в ле-  
жачем боку рудных тел, а также кварц-серицит-пиритовые и кварц-  
хлорит-серицит-пиритовые метасоматиты. Последние в основном лока-  
лизированы в лежачем контакте и на флангах рудоносной зоны. Харак-  
терными образованиями рудоносного уровня разреза являются также  
прослойки кварц-гематитовых яшмовидных пород.

В пределах рудоносной зоны устанавливаются три крупных тела  
(рис. 30) сплошных колчеданных руд, кулисообразно залегающих друг  
относительно друга и разделенных безрудными промежуточными порода.  
Помимо крупных залежей отмечаются тонкие пластообразные тела  
сплошных колчеданов. Они тяготеют к висячим зальбандам рудных  
тел или залегают на их флангах.

Рудная залежь Бескесского месторождения падает на северо-за-  
пад под углом 30—40°. Она представлена двумя сближенными рудны-  
ми пластами, разделенными пачкой рассланцованных пород. Вблизи  
Главного рудного тела установлены мелкие линзовидные тела и тон-  
кие пласты колчеданов.

Форма основного рудного тела в плане овальная с удлинением  
в сторону падения (к северо-западу). Оно хорошо вскрыто головным

стволом штольни 19 и прослежено по простиранию двумя штреками. Скважинами рудная залежь изучена на 350 м по падению. Неясным остается ее северо-западное окончание, где происходит резкое изменение падения на крутое северо-западное.

Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит. Второстепенную роль играют гематит, магнетит и рутил. Редко встречаются галенит, золото самородное и марказит.

Халькопирит и сфалерит, слагающие до 10% объема рудной массы, имеют неравномерное распространение. Они образуют изометричные мелкие скопления, тонкие прожилки и интерстициальные заполнения между зернами пирита. Признаки метасоматического развития этих минералов на фоне пиритовых руд устанавливаются редко, чаще они затушеваны явлениями послерудного метаморфизма.

На месторождении проявлены также постколчеданные кварц-сфалеритовая (кварц+сфалерит+пирит, мало халькопирита, альбита и кальцита) и баритовая (барит+единичные зерна пирита) минерализации.

Рудные тела имеют линзообразную и пластообразную формы. Линзовая форма характерна для сплошных серноколчеданных руд, залегающих на западном фланге и в центральной части рудоносной зоны. Отчетливо выраженную пластообразную форму имеют залежи сплошных медно-цинковоколчеданных руд. Наиболее крупная из них залегает в центральной части рудоносной зоны. Пластообразная залежь сплошных медно-цинковоколчеданных руд отмечается также на восточном фланге рудоносной зоны.

Тонкие пластообразные тела сплошных колчеданных руд устанавливаются также в надрудных породах на незначительном удалении от висячих контактов рудных тел.

Рудоносная зона месторождения и слагающие ее рудные залежи отчетливо блокированы послерудными нарушениями. Главными из них являются крутопадающие сбросы северо-восточного простирания. Они развиты преимущественно в центральной части рудоносной зоны. Меньшим развитием пользуются разломы северо-западного простирания, блокирующие рудное тело на восточном ее фланге, и меридиональные разломы растяжения, которые залечены жилами барита. Относительные перемещения блоков рудной зоны и рудных залежей по указанным разломам не существенны.

Особенности размещения типов руд, их взаимоотношений заключаются в следующем.

Серноколчеданные руды, в которых пирит занимает до 95% объема, образуют линзообразные тела, одно из которых залегает на западном фланге рудоносной зоны, а второе примерно в центральной ее части. Этими рудами представлены мелкие пластообразные тела в надрудных породах, а также отдельные участки внутри медно-цинковоколчеданных руд.

Линза серноколчеданных руд западного фланга зоны занимает обособленное пространственное положение. В ее лежачем боку и на участке западного выклинивания залегают кварц-серпидит-пиритовые метасоматиты. Восточное выклинивание линзы отмечается в хлоритизированных диабазовых порфиритах. Надрудными являются кварц-хлорит-альбитовые сланцы, возникшие путем гидротермальной переработки диабазовых порфиритов.

Восточная линза серноколчеданных руд сочленяется с пластообразной залежью медно-цинковоколчеданных руд. При этом отчетливо наблюдаются вклинивания медно-цинкового колчедана в массу пиритовой залежи. В случаях нахождения серноколчеданных блоков внутри медно-цинковоколчеданных залежей наблюдаются постепенные переходы между этими типами руд.

Вопрос о возрастных взаимоотношениях серноколчеданных руд с медно-цинковоколчеданными рудами не решается однозначно. Н. С. Скрипченко (1966) считает их фациальными разновидностями одновозрастной залежи. Наряду с этим имеются доказательства в пользу постсерноколчеданного возраста медно-цинковой минерализации.

Серноколчеданные руды наряду с пиритом содержат значительные количества кварца, хлорита и серицита. Редко присутствуют тончайшие прожилки барита. Отмечаются мелкие зерна марказита. Они в основном встречаются в зернах пирита и напоминают реликтовые включения. В весьма незначительных количествах содержатся халькопирит и сфалерит. Присутствие их устанавливается на флангах линзовидных тел.

Серноколчеданные руды характеризуются массивной текстурой. Они крупнокристаллические и равномернозернистые. Структуры руд гипидиоморфнозернистые, нередко порфириовидные. Пириты рассматриваемых руд характеризуются различными формами: от кубических до изометричных. Количество кубических кристаллов возрастает в приконтактных зонах рудных тел, тогда как в центральных их частях преобладают зерна изометричной и зазубренной формы. Характерно, что в рудах, сложенных из кубических зерен пирита, грануляция проявлена слабо. В ассоциации с кубическими кристаллами пирита широко развиты удлиненные прямоугольные индивиды этого минерала. Можно полагать, что кубические и удлиненные индивиды пирита возникли в результате метаморфической перекристаллизации руд. В пользу такого допущения говорят часто выявляемая зональность в центральных частях кубических зерен и исчезновение зональности на их перифериях. В удлиненных индивидах происходит полное исчезновение зональности. Характерно также то обстоятельство, что эвгедральные кристаллы пирита приурочены к рассланцованным участкам руд. Сланцеватость при этом не сопровождается грануляцией серного колчедана. Вероятно, в таком случае надо говорить о кристаллизационной сланцеватости, воздействию которой подвергнуты серноколчеданные руды.

Медноколчеданные и медно-цинковоколчеданные руды в основном развиты в средней части рудоносной зоны, где они слагают крупное пластообразное тело сплошных колчеданов. Маломощные тела этих руд развиты и на восточном фланге зоны.

Медноколчеданные руды приурочены к верхней призальбандовой части рудного тела. В сторону лежащего бока они постепенно переходят в медно-цинковоколчеданные руды. Соотношения между этими типами руд как бы показывают на более позднее образование цинкового оруденения по сравнению с медной минерализацией. Однако не исключена возможность, что устанавливаемая вертикальная зональность в размещении типов руд является результатом метаморфической отгонки халькопирита к висячему боку рудной залежи.

В рассматриваемых рудах, кроме пирита, халькопирита и сфалерита, широко развиты кварц, хлорит, серицит, кальцит и редко барит. В единичных случаях устанавливается присутствие зерен галенита, ассоциирующего с халькопиритом и сфалеритом. А. В. Нетреба (1959) указывает также на присутствие единичных мельчайших зерен золота в ассоциации с халькопиритом.

Медные и цинковые руды в отличие от серноколчеданных характеризуются более разнообразными чертами внутреннего строения. Основными текстурными типами являются массивные, полосчатые и брекчиевидные. Массивные текстуры характерны для медноколчеданных руд, полосчатые — для медно-цинковоколчеданных. Последние нередко обладают прожилково-цементационным текстурным рисунком, возникшим в результате пропитывания халькопирит-сфалеритовых тонких прожилков в дробленной массе серного колчедана.

Рассматриваемые руды характеризуются гипидиоморфнозернистостью, гранобластическими и лепидогранобластическими структурами.

Халькопирит и сфалерит в рудах месторождения присутствуют в переменных количествах. Они повсеместно находятся в интерстициях зерен пирита, пересекают дробленные массы серного колчедана, цементируют и замещают зерна пирита. Эти минералы развиваются как независимо друг от друга, так и образуют тесные сростания. Совместное их развитие отмечается в рудах полосчатой текстуры. Они представляют собой чередование сфалеритовых, сфалерит-халькопирит-пиритовых, халькопирит-пиритовых и пиритовых полосок. В полосчатых рудах широко проявляются метаморфические текстуры, присущие богатым халькопиритом полоскам и выраженные гнейсовидной и гнейсовидно-очковой текстурами. В таких рудах халькопиритовые скопления отчетливо разлинзованы и вытянуты параллельно рассланцеванию вмещающих пород. Влияние метаморфизма хорошо устанавливается также в сфалеритовых полосках. Травлением выявляется гранобластическое внутреннее строение сфалерита. При этом в зернистой массе наблюдаются полисинтетически сдвойникованные индивиды с ориентировкой двойниковых швов сфалерита параллельно полосчатости.

Характерной чертой сплошных колчеданных руд месторождения является полное отсутствие эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите. Данное обстоятельство, вероятно, надо объяснить влиянием метаморфизма, во время которого происходила гомогенизация твердых растворов в системе халькопирит—сфалерит.

Кварц-сфалеритовые руды развиты на восточном фланге рудоносной зоны. Здесь в кварц-серицитовых породах выделяются две согласные со сланцеватостью зоны, сложенные блоковым постметаморфическим кварцем и ассоциированным с ним сфалеритом. Кварц-сфалеритовая минерализация накладывается на дробленные кварц-серицитовые породы и серноколчеданные руды. Текстура кварц-сфалеритовой массы брекчиевидная. Со сфалеритом в этих рудах повсеместно ассоциирует халькопирит. Все данные свидетельствуют о более позднем образовании кварц-сфалеритовой жилы по сравнению с основным этапом колчеданообразования.

В массе сфалерита заключены лейсты и микролиты кристаллов альбита. Тесные сростания этих двух минералов позволяют предполагать одновременную их кристаллизацию. Не исключена возможность, что рудоотложение при формировании этого типа минерализации происходило в результате действия сложных рудносиликатных щелочных растворов.

Характерной особенностью описываемых руд является почти полное отсутствие следов метаморфизма, что наряду с прочими данными подчеркивается разной ориентированностью двойниковых швов в индивидах сфалерита и широким развитием в последних эмульсионной вкрапленности халькопирита. Если к этому добавить, что кварц-сфалеритовая минерализация развивается на фоне кварц-серицитовых метасоматитов, претерпевших отчетливо проявленную кристаллизационную сланцеватость, станет очевидным постколчеданный возраст рассмотренного типа минерализации.

Баритовая минерализация в возрастном отношении сильно оторвана от колчеданного оруденения. Этот тип на месторождении представлен баритовой жилой, контролируемой меридиональным крутопадающим нарушением. Жила пересекает залежь медно-цинковоколчеданных сплошных руд. Вдоль зальбандов отмечается брекчированность как вмещающих пород, так и колчеданных руд. Они пропитаны баритовыми массами. В последних заключены обломки руд, а также интенсивно рассланцованные и зеленокаменные метаморфизованные обломки пород.

Эти данные указывают на постколчеданный возраст баритовой минерализации. Она наряду с кварц-сфалеритовой минерализацией проявлена после интенсивного метаморфизма как рудовмещающих пород, так и колчеданных руд.

### *Гидротермально измененные породы*

На Бескесском месторождении продукты низкотемпературной площадной пропилитизации и частично поздней поствулканической стадии (околорудные метасоматиты) затушеваны среднетемпературным зеленокаменным метаморфизмом постколчеданного возраста (Буадзе, 1970). При этом выяснение соотношений между разновозрастными и разнохарактерными фациями затруднено.

В отличие от слабо метаморфизованных колчеданоносных вулканогенных толщ восточной части Передового хребта (Худесский рудный район) здесь не отмечается развитие низкотемпературных минеральных ассоциаций с пренитом и пумпеллитом. Однако факт наличия обломков пумпеллитизированных эффузивов в терригенных образованиях, перекрывающих вулканогенную толщу (Лупанова, Кудрявцев, 1962), позволяет заключить, что пумпеллитизация пород и в этом районе происходила до формирования надвулканогенных осадков, т. е. одновременно с образованием вулканической толщи.

Пумпеллит, по данным Д. С. Кумбса (1963), является характерным минералом для пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма. Как считает Д. С. Кумбс, эта фация занимает промежуточное положение между цеолитовой фацией и фацией зеленых сланцев. Детальное изучение пумпеллитизированных пород Лабинского рудного района позволило Н. П. Лупановой и В. Т. Кудрявцеву (1962) допустить возможность образования пумпеллита в результате деятельности поствулканических растворов. С пумпеллитом ассоциирует альбит, который, по данным Д. С. Кумбса (1963), кроме прочих условий, характерен также для минеральных парагенезисов цеолитовой фации (альбит + хлорит + лимонит + кварц, или кварц + альбит + адуляр). Парагенезис же альбита с пумпеллитом для Лабинского рудного района свидетельствует о его образовании в приповерхностных поствулканических условиях. Этому соответствует указание об образовании альбита в районах современного вулканизма на глубинах 200—300 м (Набоко, 1962). Таким образом, становится очевидным образование рассматриваемой парагенетической ассоциации в условиях малых глубин и, следовательно, в близкой связи с эффузивным вулканизмом. Наличие обломков пумпеллитизированных эффузивов в надвулканогенных терригенных толщах района и отсутствие пумпеллитизации в самих эффузивах позволяет полагать, что низкотемпературные минеральные ассоциации были затушеваны в условиях среднетемпературного зеленокаменного метаморфизма. Поскольку последний проявился после колчеданообразования, то следует заключить, что пумпеллитизация пород предшествовала как колчеданообразованию, так и постколчеданному зеленокаменному метаморфизму.

На основании изложенного делается вывод, что околорудные метасоматиты развивались на фоне предшествующих региональных низкотемпературных превращений в условиях магнезиально-железисто-щелочного метасоматизма, рассматриваемого Д. С. Коржинским (1958) в качестве процесса кислотно-щелочной дифференциации. Последующее развитие метасоматических преобразований выражалось в возрастании роли кислотного выщелачивания, при котором «зона растворения хлорита» постепенно перемещалась в стороны и этим обуславливалось уменьшение мощности околорудных пропилитов, вытесненных кварц-серицит-пиритовыми метасоматитами.

На Бескесском месторождении между рудной залежью (или кварц-серицитовыми метасоматитами) и зеленокаменно-метаморфизованными породами залегают тонкорассланцованные кварц-хлорит-альбитовые (с пиритом, сфеном и рутилом) и кварц-альбитовые метасоматиты (с хлоритом, эпидотом и серицитом). В последних отмечаются субпараллельные жилы густовкрапленных серноколчеданных руд.

В лежачем и висячем боках рудной залежи (средняя ее часть) развиты кварц-хлорит-кальцитовые метасоматиты с преобладанием хлорита. В непосредственных контактовых зонах представлены хлоритолиды, в которые погружены агрегатные скопления пирита. С кварц-хлорит-пиритовой массой нередко ассоциирует значительное количество серицита, замещающего хлорит. К участкам превращения хлоритовых скоплений в серицитовые приурочены выделения иголок рутила, содержание которого часто значительное.

На западном и восточном флангах рудной залежи и частично в центральной ее части развиты кварц-серицит-пиритовые и кварц-хлорит-пирит-серицитовые метасоматиты. При этом отмечается следующее чередование типов изменений:

1) площадное среднетемпературное зеленокаменное постколчеданное изменение;

2) изменения, сопутствующие колчеданообразованию:

а) околорудные пропилиты (альбит-хлорит-кварц-пиритовая и альбит-хлорит-кварц-кальцит-пиритовая ассоциация);

б) кварц-серицит-пиритовые и кварц-хлорит-пиритовые метасоматиты;

3) колчеданные руды.

Рассматриваемые метасоматиты характеризуются метаморфической полосчатостью. Отмечается чередование кварц-серицитовых, кварц-серицит-пиритовых, монокварцитовых, кварц-альбит-серицитовых и кварц-альбит-хлоритовых подинтервалов. С приближением к рудному телу происходит смена кварц-серицит-хлорит-пиритовых метасоматитов сульфидсодержащими монокварцитами. При этом происходит исчезновение альбита, вытеснение серицита, резкое возрастание роли кварца, сульфидов железа, меди и цинка.

Обычными являются переходы кварц-хлоритовых метасоматитов в кварц-серицит-пиритовые. Данное явление сопровождается вытеснением из породы хлорита, возрастанием роли пирита и резким увеличением количества серицита. Характерно развитие альбита в обоих типах метасоматитов в тесном сростании с жильным кварцем.

В измененных породах значительна роль кварц-гематитовых пород. Тонкие тела этих образований встречаются внутри хлоритовых и кварц-серицитовых метасоматитов. Наблюдаются переходы кварц-гематитовых пород в густовкрапленные пиритовые руды. Наряду с этим происходит обесцвечивание кварц-гематитового материала и переход его в светло-серый монокварцит с пиритом. Монокварциты при этом широко развиты в кварц-серицитовых породах, образуя тонкие прослои. Мелкие выделения гематита всегда содержатся в зернах кварца, чем подчеркивается одновременное выделение этих двух минералов. С кварц-гематитовой массой ассоциируют выделения магнетита. Кварц-гематитовые породы по всем данным являются наиболее ранними образованиями. Значительная их часть, вероятно, образовалась гидротермально-осадочным путем.

Как показывает приведенная схема размещения измененных пород, промежуточное положение между сульфидизированными кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами и площадным зеленокаменным изменением занимают околорудные пропилиты. В роли указанных промежуточных метасоматитов выступают также хлорит-альбитовые породы, которые надо относить к околорудным пропилитам.

По всем данным формирование колчеданных руд и околорудных метасоматитов происходило в течение единого длительно развивавшегося гидротермального процесса, соответствовавшего поздней поствулканической стадии. Рудообразование, вероятно, развивалось на фоне низкотемпературной площадной пропилитизации, в пользу чего говорит наличие обломков пумпеллитизированных пород в основании надвулканогенной регрессивной толщи.

Продукты низкотемпературной площадной пропилитизации и некоторые исходные особенности околорудных метасоматитов затушеваны процессами постколчеданного среднетемпературного зеленокаменного метаморфизма. При этом происходит уменьшение мощностей зон околорудных метасоматитов. Метаморфические реакции во внешних зонах околорудных пропилитов вызвали полное преобразование пород с развитием хлорит-эпидотовых и кварц-хлоритовых пород, ничем не отличающихся от подобных образований за пределами месторождения. Следовательно, проведение четкой границы между околорудными метасоматитами и регионально метаморфизованными породами затруднено. Внешняя граница распространения околорудного метасоматизма всегда смещена в сторону рудных тел, вследствие чего ширина зон гидротермально измененных пород значительно уменьшается. Это не касается кварц-серицитовых, кварц-рутиловых и кварц-гематитовых метасоматитов, которые при региональном метаморфизме оставались в минералогическом отношении неизменными и претерпели лишь кристаллизационную сланцеватость.

### *Взаимоотношения даек и колчеданных руд*

На Бескесском месторождении лишь в одном месте наблюдались взаимоотношения дайки с рудным телом. Так, на западном фланге рудоносной зоны дайкой диабазового порфирита рассекается и блокируется линза среднеколчеданных руд (см. рис. 30, 31).

Взаимоотношения дайки с колчеданными рудами таковы: около восточного контакта дайки колчеданная руда рассекается апофизоподобной жилой диабазового порфирита, которая в сторону кровли выработки соединяется с общей массой дайки. К западу внутри дайки залегают обособленные линзы массивного колчедана. Западная ветвь дайки (см. рис. 31) сечет колчеданную руду вкрест простирания рудной залежи. Эти данные могут быть объяснены только пострудным возрастом дайки.

Первичная структура породы псевдоофитовая. Первичные минералы полностью видоизменены с возникновением кварц-хлорит-эпидот-альбитовой минеральной ассоциации. Характер изменения дайки соответствует зеленокаменному метаморфизму вулканогенной рудовмещающей толщи, обусловившему развитие среднетемпературных метаморфических минеральных ассоциаций.

### *Быковское месторождение*

Месторождение расположено в южном крыле Водораздельной синклинали (рис. 32). Структура участка в целом моноклиальная (падение пород 10—25° северо-западное и северо-восточное), осложненное серией разрывов северо-западной и северо-восточной ориентировки. Меденосные вулканогенные отложения на месторождении дифференцируются на две толщи: нижнюю, сложенную покровами лав основного состава, чередующихся с пластовыми телами кварцевых альбитофиров, редко туфов основного состава, и верхнюю существенно туфовую,

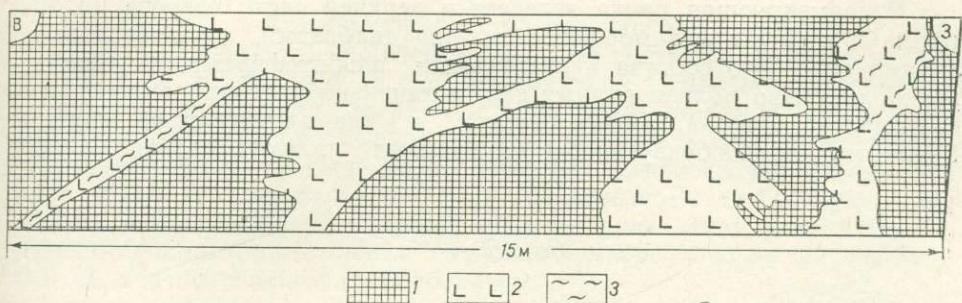


Рис. 31. Соотношение дайки диабазового порфирита с серноколчеданными рудами на западном фланге рудной залежи Бескесского месторождения.

1 — серноколчеданная руда; 2 — диабазовый порфирит; 3 — расланцевание

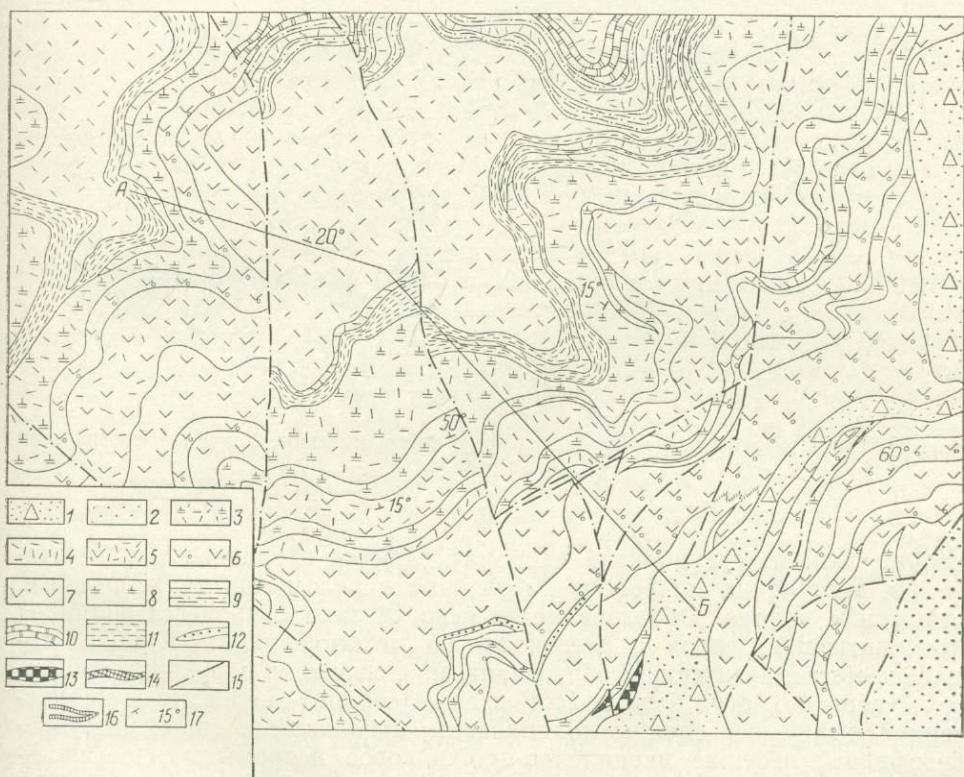


Рис. 32. Схема геологического строения Быковского месторождения. Составлена по данным Е. М. Соколова, Ю. У. Лайпанова, Ю. П. Бруйко, Н. А. Савченко.

Четвертичная система: 1 — аллювиальные и делювиальные отложения. Каменноугольная система. Средний отдел: 2 — переслаивание конгломератов, песчаников, аргиллитов и алевролитов. Девонская система. Средний — верхний отделы: 3 — туфы кислого состава; 4 — туфы среднего состава; 5 — туфы основного состава, сланцы; 6 — аглолавы основного состава; 7 — диабазы, кварц-альбит-хлоритовые сланцы; 8 — кварцевые альбитофиры и альбитофиры; 9 — гравелиты, туфопесчаники, алевролиты; 10 — кремнистые сланцы; 11 — филлитовидные сланцы; 12 — зоны пиритизации; 13 — бурые железняки; 14 — медноколчеданные руды; 15 — тектонические нарушения; 16 — границы фациальных переходов; 17 — элементы залегания

в строении которой наряду с туфами основного, среднего и кислого состава широкое участие принимают туфопесчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, филлиты, туффиты, реже эффузивы (рис. 33).

Рудовмещающая пачка залегает в верхней части разреза нижней толщи и сложена метаморфизованными диабазами, агломератовыми лавами основного состава и кварцевыми альбитофирами. Породы нередко, особенно вблизи рудных тел, интенсивно рассланцованы и превращены в кварц-альбит-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы. Главными породообразующими минералами являются альбит, кварц,

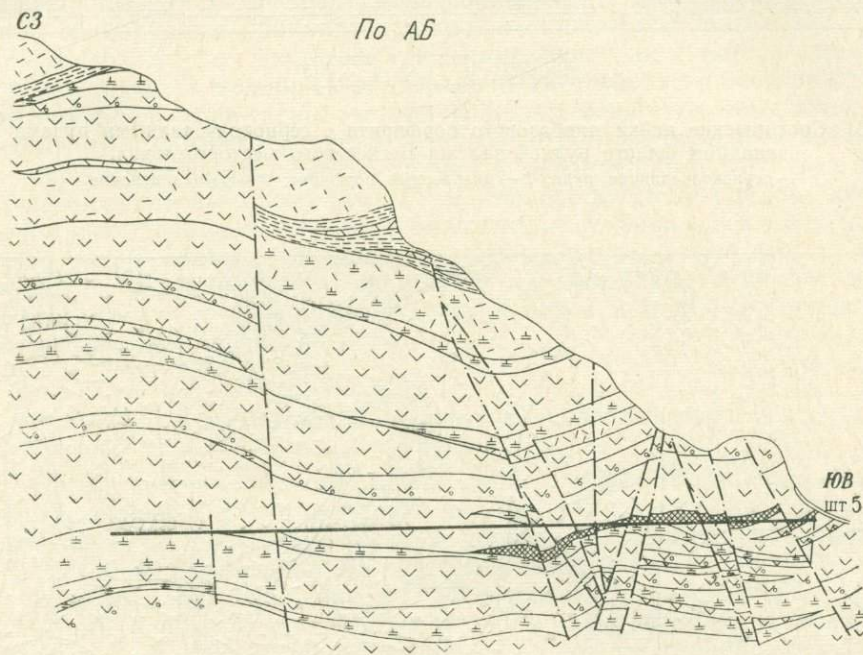


Рис. 33. Геологический разрез по Быковскому месторождению. Условные обозначения см. на рис. 32.

хлорит, эпидот, актинолит и карбонат. Данная вторичная парагенетическая ассоциация минералов характерна в целом для вулканогенных отложений района. Образование ее ясно связано с процессами общей пропилитизации пород и регионального метаморфизма. К гидротермально-метасоматическим образованиям, связанным с рудным процессом, уверенно могут быть отнесены лишь серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы по диабазам, аглолавам и кварцевым альбитофирам, несущие вкрапленно-прожилковое непромышленное пиритовое оруденение. Локализуются они преимущественно в почве рудных тел либо вне связи с ними, слагая стратифицированные залежи.

На месторождении разведочными выработками вскрыто два рудных тела, которые залегают согласно со слоистостью и сланцеватостью вмещающих пород. Форма основной рудной залежи пластовая, значительно усложненная из-за флексурных перегибов и многочисленных пострудных разрывов с амплитудами относительных перемещений блоков до 10—15 м (см. рис. 33). Мощность ее достигает 20 м и уменьшается от центра к периферии. В местах естественного выклинивания залежь нередко расчленяется на ряд пластовых апофиз или распадается на пластовые линзы. Интересно отметить, что протяженность руд

ной залежи по падению примерно втрое превышает ее длину по простиранию. Второе рудное тело по морфологии и составу руд аналогично первому. Залегаet несколько выше по разрезу и характеризуется незначительными параметрами.

Вторичные сульфидные руды месторождения относятся к типу сплошных. Гипергенные изменения в них на выходах основной залежи отмечаются до глубины 15 м. Вертикальная зональность продуктов гипергенеза следующая (сверху вниз): 1) бурые железняки (зона окисления) и 2) кварцевая сыпучка (зона выщелачивания). Зона вторичного сульфидного обогащения не выявлена. Сложены первичные руды пиритом с примесью халькопирита и сфалерита. Из других рудных минералов (менее 1%) отмечаются блеклая руда (теннантит), гематит, магнетит, пирротин и галенит. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом и карбонатом.

По минеральному составу руды разделяются на серноколчеданные, медноколчеданные, медно-цинково- и цинковоколчеданные. Руды, как и вмещающие их породы, динамометаморфизованы. Текстуры руд полосчатые, брекчиевидные, массивные (катакластические и порфиро-кластические). Серноколчеданные руды слагают примерно четверть объема основной залежи. Состоят из разнозернистого агрегата пирита (75—90%), примеси халькопирита, сфалерита (до 2%), кварца (5—10%), хлорита и серицита. Руды полосчатые, реже массивные. Для обеих текстурных разностей характерен интенсивный катаклиз пиритных зерен, сопровождающийся частичной их перекристаллизацией. Повсеместно даже в рудах массивной текстуры отмечается тенденция к ориентированному расположению катакластических мелкотонкозернистых и крупнозернистых агрегатных обособлений пирита и нерудных минералов. В большинстве своем руды полосчатые. Полосчатость подчеркивается прежде всего чередованием в рудах параллельных зон — полос пирита мощностью до 2,5 см, с размером зерен 0,1—1 и 0,01—0,1 мм, а в отдельных случаях также наличием ленточно-линзовидных обособлений нерудных минералов, обычно выполняющих роль цемента.

Медно-цинковая разность колчеданных руд является ведущим типом на месторождении. Она имеет зернистое строение и состоит из пирита, халькопирита (3—15%), сфалерита (до 15%), кварца, хлорита, серицита и карбоната. Отмечаются теннантит, магнетит и пирротин. Руды преимущественно полосчатые. Полосчатость дополнительно подчеркивается неравномерным распределением халькопирита и сфалерита в пиритных слоях различной зернистости, а также обособлением в рудах полос-слоек существенно халькопирит-сфалеритового и сфалеритового состава мощностью от 1 до 20—30 мм. Халькопирит и сфалерит, как правило, выполняют роль цемента в пиритном агрегате и корродируют последний. Форма их обособлений прожилково-петельная, структура аллотриоморфнозернистая. Обычно полисинтетическое двойникование зерен. Оба минерала образуют как между собой, так и с теннантитом, реже пирротинном, тонкие сростания. Довольно обычные обособления халькопирита и сфалерита и их сростания в пирите в виде овальных включений размером до 0,01—0,1 мм.

Медные и цинковые руды играют подчиненную роль и отличаются от серноколчеданных и медно-цинковоколчеданных исключительно содержанием в них халькопирита и сфалерита. Текстуры и структуры всех отмеченных типов руд аналогичны. Как особый тип сульфидной минерализации на месторождении следует выделить непромышленное пиритное прожилково-вкрапленное оруденение в гидротермально-метасоматических образованиях хлорит-серицит-кварцевого состава. Пиритизированные метасоматиты наиболее широко развиты в почве основной рудной залежи. Мощность их и интенсивность сульфидизации пря-

мо коррелируются с мощностью сплошных колчеданных руд. Максимальная вскрытая мощность метасоматитов в центральной части рудной залежи достигает 40 м, в периферии рудного тела закономерно уменьшается до 2—4 м. При этом на флангах метасоматиты местами отделены от сплошных руд блоками динамометаморфизованных диабазов или кварц-альбит-хлоритовых сланцев, не затронутых гидротермально-метасоматическими преобразованиями. В кровле рудного тела метасоматиты развиты не повсеместно и тяготеют к участкам максимальных мощностей сплошных руд. Чаще породами кровли являются зеленые сланцы по диабазам либо довольно массивные диабазы с единичной пиритной вкрапленностью.

Касааясь строения самой рудной залежи следует отметить, что в размещении охарактеризованных минеральных типов сплошных колчеданных руд намечается следующая вертикальная зональность (снизу вверх): 1) медноколчеданные руды, 2) медно-цинково- и цинковоколчеданные руды, 3) серноколчеданные руды. В плане отмечается возрастание роли серноколчеданных руд от центра залежи к периферии. Серноколчеданные руды при этом как бы вытесняют медно-цинковые и тем самым усложняют строение рудной колонки или слагают ее целиком.

### МАРУХ-ЗЕЛЕНЧУКСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Рудный район расположен в западной части одноименной структурно-фациальной подзоны. Его границами являются р. Кяфар на западе, Марух-Аксаутский водораздел на востоке, южная и северная границы района совпадают с границами подзоны. Колчеданные рудопроявления могут быть объединены в три группы:

1) мелкие колчеданные проявления в андезитовых и андезит-базальтовых порфиритах нижней толщи нижней подсвиты кольчюбинской свиты;

2) зоны пиритизации в туфах основного состава средней толщи той же подсвиты;

3) зоны пиритизации в базальтовых лавах верхней толщи.

Первая группа представлена мелкими зонами пиритизации, сосредоточенными главным образом на левобережье р. Марухи. По форме они пластообразные, линзовидные, залегание их согласное. Сульфидное оруденение в них представлено неравномерной вкрапленностью разнозернистого пирита, который иногда образует мелкие (до 4 см мощностью) прожилки и пропластки с содержанием пирита 30—50%. В районе горы Малый Карабек отмечаются тонкие прожилки халькопирита. Все участки пиритизированных пород характеризуются повышенным содержанием меди, а некоторые из них — свинца.

Вторая группа состоит из более значительных по размерам зон пиритизации, таких, как Северная и Линеvская. Северная зона расположена в урочище Нарат-Эшик. Она залегает в одном из горизонтов туфов основного состава. Сульфидная минерализация вкрапленная, представлена пиритом, реже халькопиритом. Последний наблюдается в местах наибольшего развития пиритизации в виде линзочек. При изучении рудных образцов под микроскопом устанавливается также сферит.

Линеvская рудоносная зона представлена несколькими линзами пиритизированных пород. Сульфидное оруденение, главным образом вкрапленное, существенно пиритовое. В отдельных случаях отмечены линзовидные прослои сплошных медно-цинковых руд. Линзы пиритизированных эффузивов, изученные на поверхности, как показывают данные бурения выклиниваются с глубиной и подстилаются прослоями аналогичных пород с бедной пиритизацией.

Третья группа колчеданных рудопоявлений наиболее многочисленна. К ней относятся Карабекское проявление, зоны Линеvская Южная, Вингури и др.

### *Карабекское колчеданное проявление*

Рудопоявление является наиболее значительным в Марух-Зеленчукском районе. Его непосредственным продолжением являются Восточная, а южнее Водопадная зоны пиритизации, которые и будут рассмотрены совместно. Вмещающими породами являются основные лавы верхней подсвиты кольчюбинской свиты, иногда с подушечной отдельностью.

В плане проявление представляет собой ряд полос минерализованных пород, разделенных интервалами безрудных эффузивных и интрузивных образований. Ориентировка их на левобережье северо-восточная, что обусловлено приуроченностью к периклинальному замыканию Марухской антиклинали — крупной складки с меридиональным простиранием оси. Нижним пределом ее распространения является обычно граница с пропилитизированными породами. Сульфидная минерализация преимущественно вкрапленная. В наиболее северной из полос залегают два линзовидных тела густовкрапленного сульфидного оруденения с мелкими линзами сплошных колчеданов. По вещественному составу среди последних выделяются серноколчеданные, медно-колчеданные, цинковоколчеданные и медно-цинковоколчеданные руды.

Серноколчеданные руды являются преобладающими. Они сложены преимущественно пиритом, а также нерудными серицитом и кварцем. Содержание халькопирита и сфалерита не превышает 1%. Медноколчеданные руды состоят из пирита (до 70—75%) и халькопирита (2—2,5%). Отмечается приуроченность этого типа руд к висячим бокам рудоносных зон. В медно-цинковоколчеданных рудах сфалерит содержится в тех же концентрациях или немного больших, что и халькопирит. Цинковоколчеданные руды помимо пирита (около 50%) содержат сфалерит (30—40%), халькопирит (до 1%) и нерудные минералы (10—15%).

В рудах редко встречаются зерна галенита, борнита и гематита. Сплошные колчеданные руды характеризуются большей частью массивными текстурами. Полосчатые текстуры характерны для медноколчеданных, медно-цинковоколчеданных и цинковоколчеданных руд. Полосчатость в них представлена чередованием кварц-пиритовых, кварц-пирит-сфалеритовых, пирит-халькопиритовых и пирит-халькопирит-сфалеритовых полосок. Брекчиевидные текстуры характерны для руд, в которых раздробленные серноколчеданные массы сцементированы кварцевыми, кварц-халькопиритовыми и халькопирит-сфалеритовыми скоплениями. Большой частью они развиты со стороны лежащих контактов рудных тел.

Изучение текстурно-структурных особенностей руд позволяет предполагать, что формирование рудоносных зон Карабекского проявления происходило в результате стадияльного процесса. При этом халькопирит-сфалеритовая ассоциация является наложенной на пиритовое оруденение. Формированию последнего в свою очередь предшествовала безрудная стадия изменения пород. Некоторые текстурные особенности руд обусловлены послерудным метаморфизмом.

### *Закономерности развития нижнекарбонowego магматизма и колчеданных проявлений*

Нижнекарбоневая магматическая деятельность проявилась в течение сравнительно короткого промежутка времени, соответствующего заключительной стадии раннегерцинского этапа геосинклинали Передо-

вого хребта. Формирование эффузивных толщ кольтюбинской свиты происходило в условиях продолжавшегося прогибания. Внедрение первых интрузий (диориты горы Малый Карабек) приходится также на это время. Появление крупных тел гипербазитов связано с движениями блоков в зоне Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома. Внедряющиеся массы локализовались главным образом в пологих брахиформных синклинальных структурах, возникновение которых, по всей вероятности, связано с блоковыми движениями. Совместное нахождение ультраосновных пород с вулканогенными образованиями дает основание предполагать унаследованный характер складок. По этой же причине, а также вследствие отсутствия крупных разрывных нарушений в пределах подзоны интрузии габброидов, внедрившиеся позже гипербазитов, структурно сопряжены с ними и представлены согласными и близосогласными телами типа лополитов.

Образование главных рудопроявлений района (Восточного, Водопадного) предшествовало внедрению гипербазитов и габброидов, что подтверждается прежде всего отсутствием сульфидной минерализации в этих породах даже в тех случаях, когда пиритизированные метасоматиты контактируют с габброидами (правый борт долины р. Маруха). Заметно выраженный структурный контроль в размещении проявлений также отсутствует.

Связь сульфидной минерализации с послемагматическими процессами, вызвавшими зеленокаменное изменение большей части разреза эффузивных толщ, очевидна. Вопрос об источнике рудного вещества не совсем ясен, однако наличие геохимических корреляций между вулканогенными интрузивными породами основного состава дает основание полагать, что источником как для магматических пород, так и для рудного вещества был единый очаг базальтовой магмы. В пользу данного предположения говорит также тот факт, что некоторые из интрузий габброидов после их внедрения дали в кровле значительные по размерам ореолы измененных пород, мало отличающиеся от развитых ниже по разрезу пропилитов.

## **НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КОЛЧЕДАНЫХ РУД ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА**

### **ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОЛЧЕДАНЫХ РУД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Большой объем фактических данных позволяет подразделить колчеданные месторождения Передового хребта в соответствии с классификацией В. И. Смирнова (1968) на два типа: 1) метасоматический субвулканический и 2) вулканогенно (гидротермально)-осадочный. К субвулканическому типу, образующемуся на глубинах до 1—1,5 км от поверхности коры, относятся Скалистое и Даутское месторождения. Главные колчеданные месторождения района — Урупское и Худеское — являются представителями вулканогенно-осадочного класса, хотя в каждом из них проявились глубинные гидротермально-метасоматические преобразования вулканических пород.

Характерным признаком месторождений вулканогенно-осадочного типа является асимметричная вертикальная зональность, составными элементами которой служат (снизу вверх): 1) многометровая толща гидротермально переработанных пород почвы, содержащих прожилково-вкрапленное оруденение; 2) согласная, хотя морфологически не всегда правильная, залежь сплошных колчеданных руд; 3) породы кровли, не претерпевшие гидротермальных изменений, или локально измененные на небольшом расстоянии от кровли залежей сплошных руд.

Рассматривая неизменность пород кровли как признак эпигенетичности этих пород по отношению к согласным телам сплошных колчеданных руд, следует иметь в виду, что, как правило, непосредственно на колчеданные руды налегают мелкодисперсные кремнисто-глинистые, в том числе радиоляриевые яшмовидные, а также пирокластические осадки. Для кровли и флангов основных рудных тел характерно также тонкое переслаивание этих осадочных пород с колчеданными рудами.

Большое значение для выделения различных генетических типов колчеданных руд имеет соотношение рудных тел с гидротермально измененными породами. По этому признаку в колчеданных месторождениях выделяются основные рудные залежи, почва которых представлена гидротермальными метасоматитами, и небольшие рудные тела, почвой и кровлей которых служат неизменные породы. Если основные залежи выполнены обычно сплошными сульфидными рудами, состоящими из многократно повторяющихся генераций сульфидов, то тела второго типа представляют собой тонкое ритмичное переслаивание колчеданных руд и осадочных пород. В сплошных колчеданных рудах основных тел наблюдаются сочетания скрытокристаллических выделений дисульфида железа с пересекающими их жильными зернистыми агрегатами пирита, халькопирита и сфалерита. В ритмично-слоистых рудах второго типа жильные выделения сульфидов не встречаются.

Основные рудные тела аккумулировались непосредственно на выходах газо-гидротермальных растворов и на всей площади подстилаются гидротермально измененными породами. Тела слоистых руд отлагались в местах, смещенных относительно выходов гипогенных растворов. Смещение проявилось двойственно. В одних случаях слоистые руды отлагались преимущественно на флангах вокруг основных рудных тел (Худес), в других (Уруп, Власинчиха) в кровле последних. В первом примере несовмещение участков выходов растворов и накопления слоистых рудных тел было постоянным в течение всего периода образования месторождения, во втором — проявилось в конечную стадию образования в связи с ослаблением восходящего потока газогидротерм и соответствующим сужением площади их выходов, когда ранее отложившиеся сплошные руды частично оказывались вне площадей выходов газо-гидротерм.

Несмотря на то что оба типа рудных тел отложились на дне поверхностных бассейнов, условия их образования различны. Залежи сплошных руд в процессе накопления постоянно подвергались воздействию со стороны восходящих и фильтровавшихся сквозь рудный осадок гипогенных растворов. Пласты слоистых руд осаждались в стороне от выходов растворов и представляют собой генетически однородные осадочные накопления.

В итоге в колчеданных месторождениях можно выделить три основных генетических типа рудных тел: 1) гидротермально-метасоматический, 2) осадочно-метасоматический и 3) осадочный.

В классе колчеданных месторождений любой из трех типов руд имеет большое промышленное значение. Однако в пределах одного и того же месторождения доминирующую роль играет обычно один тип. В подавляющем большинстве месторождений он представлен осадочно-метасоматическим типом. Но имеются примеры крупных колчеданных месторождений, представленных осадочной (Озерное в Бурятии) или гидротермально-метасоматической (Гайское на Южном Урале) фацией руд.

Тесное пространственное сочетание, асимметричное расположение ореолов гидротермально измененных пород и залежей сплошных колчеданных руд, характеризует площадь накопления последних как субмаринную область разгрузки газо-гидротерм. Внутри этой области оса-

дочно-метасоматический тип руд занимает центральную часть. Известной геологической особенностью современных областей разгрузки вулканических гидротерм является высокая мобильность, характеризующаяся явлениями просадки пород, а также тектоническими смещениями. Такого рода мобильность можно рассматривать в качестве причины искажения формы колчеданных залежей, появления в них резких увеличений или уменьшений мощности. Неоднородность формы рудных тел наблюдается почти на всех колчеданных месторождениях именно в тех участках, где тела подстилаются глубоко измененными породами.

### ВОЗРАСТ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ, ЭТАПЫ КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ, ИНТЕРВАЛ РУДОНОСНОСТИ

Почти всеми исследователями колчеданных месторождений зоны Передового хребта признается близкая возрастная и генетическая связь оруденения с эффузивным вулканизмом, породившим рудовмещающие толщи. Среди геологов имеются лишь некоторые разногласия в отношении времени колчеданообразования в истории эвгеосинклинального тектоно-магматического цикла. Так, одна группа исследователей (Смирнов, 1964; Скрипченко, 1966) относит большинство месторождений этого региона к гидротермально-осадочным образованиям, тогда как другие геологи (Буадзе, 1962б; Твалчрелидзе, Буадзе, 1964) допускают длительность образования колчеданных месторождений с выделением синвулканического и поствулканического типов оруденений.

Наряду с девонской вулканогенно-осадочной формацией, вмещающей все месторождения зоны Передового хребта, незначительное колчеданное оруденение приурочено к нижнекарбоневой эффузивной формации, которое генетически связывается с вулканизмом (Буадзе, 1962б).

Определение аргоновым методом возраста серицитов (Рубинштейн и др., 1966), отобранных из околорудных метасоматитов Худесского и Урупского месторождений, залегающих в девонских вулканитах, дает значение  $374 \pm 15$  и  $378 \pm 15$  млн. лет соответственно. Значение возраста серицитов из измененных пород, сопровождающих оруденение в нижнекарбоневой эффузивной толще (Карабекские зоны), равно  $335 \pm 15$  млн. лет. Эти и другие данные позволяют выделить в зоне Передового хребта две возрастные группы колчеданного оруденения: девонскую и нижнекарбоневую.

Формирование девонских месторождений предшествовало средне-температурному зеленокаменному региональному метаморфизму, протекавшему параллельно с бретонской фазой складчатости, тогда как нижнекарбоневое оруденение возникло после бретонского тектогенеза, но до судетской складчатости. С последней увязывается альбит-эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма, наложенная как на фацию зеленых сланцев, так и на нижнекарбоневое оруденение.

Исходя из изложенного следует говорить о двух этапах колчеданообразования. Первый из них является продуктивным и связывается с девонским эвгеосинклинальным тектоно-магматическим циклом. Вторым этапом ознаменовался формированием незначительных рудопроявлений, приуроченных к нижнекарбоневому карабекскому комплексу пород.

Несмотря на разновозрастность месторождений, приуроченных к девонским вулканитам, их становление нельзя считать результатом одного этапа колчеданообразования. По всей вероятности, каждый рудный район имеет свою автономную историю развития и, следовательно, этапы колчеданообразования не совпадали во времени. При этом в этапах колчеданного рудообразования следует выделить по две стадии.

Первая ознаменовалась синвулканическим минералообразованием (становление синвулканических метасоматитов и ассоциированных с ними руд гидротермально-осадочной породы), а вторая поствулканическим рудоотложением в условиях малых глубин. По всей вероятности, подэтапам соответствует также становление рудных тел и рудоносных зон, занимающих разные стратиграфические уровни в вулканогенных толщах.

Девонские колчеданные месторождения приурочены к средней части (либо верхней половине) эффузивной кизилкольской свиты (Худесское, Бескесское, Быковское, Власинчихинское и Скалистое месторождения) или залегают на границе кизилкольской и картджуртской (туфогенно-кремнистой) свит (Даутское и Урупское месторождения). Ярусное расположение рудных тел позволяет говорить о рудоносных интервалах разрезов вулканогенных толщ.

Так, в Худесском районе положением Главной (Центральная зона) и Промежуточной залежей на разных уровнях разреза определяется два рудоносных интервала. В Даутском районе рудоносная зона, приуроченная к границе кизилкольской и картджуртской свит, определяет положение рудоносного интервала. Аналогичное положение занимает Главная залежь Урупского месторождения. В Урупском районе Власинчихинское (вместе с Первомайским участком) и Скалистое месторождения, расположенные ниже Главной залежи, образуют самостоятельные интервалы. Уровень залегания Верхней залежи, расположенной выше Главной залежи на 400 м, следует также рассматривать в качестве самостоятельного рудоносного интервала. На Бескесском и Быковском месторождениях рудоносные интервалы имеют одно и то же положение в разрезе, определяемое приуроченностью рудных тел к низам верхней подсвиты кизилкольской свиты.

Резюмируя приведенные эмпирические данные о многоэтажности размещения месторождений в девонской формации, следует заключить, что общим рудоносным интервалом следует считать разрез от верхов нижней подсвиты кизилкольской свиты до подошвы надвулканогенной картджуртской свиты. Это положение, принимая во внимание выводы о месте и времени локализации колчеданных руд, может быть использовано для научно обоснованного ведения поисковых и поисково-разведочных работ.

#### ТЕКСТУРНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Руды колчеданных месторождений Передового хребта характеризуются несложным минеральным составом. По преимущественному развитию рудослагающих минералов выделяются серноколчеданные, медноколчеданные, медно-цинковоколчеданные, цинковоколчеданные и сульфидно-гематитовые типы руд. Они представлены как сплошными, так и вкрапленными и прожилково-вкрапленными разновидностями. Масштабы развития типов руд и их взаимоотношения на разных месторождениях были отмечены в предыдущих разделах. Руды колчеданных месторождений Передового хребта отличаются друг от друга текстурно-структурными особенностями. Основные отличия следующие: 1) полосчатые медно-цинковоколчеданные и цинковоколчеданные типы руды наиболее интенсивно проявлены на месторождениях западной части Передового хребта (Урупское, Бескесское и Быковское), тогда как на Худесском месторождении это оруденение развито исключительно слабо; 2) гелевидные мельниковитовые и мельниковит-пиритовые руды колломорфного строения широко развиты на Худесском месторождении, тогда как на остальных они практически отсутствуют; 3) метаморфизм руд с образованием полосчатых, полосчато-гнейсовидных и очковых текстур интенсивно проявлен на месторождениях западной части Пере-

дového хребта, тогда как руды Худесского месторождения не метаморфизованы.

Ведущую роль в строении рудных залежей рассматриваемых месторождений играют сплошные колчеданные руды. Одной из основных текстур этих руд является массивная. Она характеризует серноколчеданные руды Худесского месторождения. В массивных рудах при этом выделяются тонко- и крупнозернистые разности, сочетающиеся с брекчиевидными, брекчиевыми и колломорфными агрегатами дисульфидов железа. В медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных рудах этого месторождения массивные текстуры уступают место брекчиевидным. При этом обломковидные агрегаты мельниковит-пирита и пирита рассеяны короткими разноориентированными трещинами, заполненными халькопиритом, сфалеритом или смесью этих минералов. В последнем случае наряду с прорастаниями халькопирита и сфалерита повсеместно выявляются структуры распада их твердых растворов. В колломорфных участках отмечаются полосы халькопирита или сфалерита, переслаивающихся с полосками мельниковит-пирита. Последние в таких случаях корродируются халькопиритом и сфалеритом. В медно-цинковоколчеданных рудах Худесского месторождения брекчиевидные текстурные рисунки создаются сочетанием неравномернозернистых агрегатов пирита, разграниченных друг от друга трещинами и развитием на их фоне изометрических и жилородных выделений халькопирита и сфалерита. Отмеченные брекчиевидные текстуры по всем данным образовались в результате сложных процессов становления сплошных колчеданных руд. Не исключена возможность, что в их становлении большую роль играли процессы диагенетических превращений.

Совершенно другую генетическую природу имеют брекчиевидные текстуры несплошных сульфидных руд из лежащих контактов рудных тел. Они образованы в результате избирательного замещения подрудных пород. При этом несплошные брекчиевидные руды Урупского, Худесского, Быковского и частично Карабекского месторождений образуют со сплошными колчеданными постепенные переходы. В обоих типах нередко выявляется сходство текстурных рисунков, что указывает на унаследованность рудой текстурных особенностей замещенных пород. В рудах лежащего бока Главной залежи Урупского месторождения, по данным О. А. Каросанидзе (1969), обломки пород избирательно замещены пиритом. Пиритовые массы в последующем замещены халькопиритом, сфалеритом и другими сульфидами. В результате образованы брекчиевидные медно- и медно-цинковоколчеданные руды. В условиях послерудного метаморфизма происходило усложнение первичных текстурных особенностей этих руд с образованием брекчиевых, катакластических и сланцеватых текстур.

В связи с нарастанием метаморфизма руд в них вытесняются массивные текстуры. Так, на Урупском и Бескесском месторождениях, подвергнутых метаморфизму, массивные текстуры развиты исключительно слабо. Они характерны для серноколчеданных руд и обнаруживаются в центральных частях мощных рудных тел. При этом свойственно равномерное распределение рудных и нерудных минералов. Здесь широко проявлены порфиробластовые структуры.

Для массивных серноколчеданных руд характерны зернистые структуры. Среди них можно выделить порфиroidные, аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые и другие типы структур.

В медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных рудах зернистые структуры сочетаются с коррозионными, обусловленными реакционным взаимоотношением халькопирит-сфалеритовых скоплений с пиритовыми массами.

Для сплошных колчеданных руд Худесского месторождения характерно исключительно широкое развитие колломорфных макро- и микротекстур. При этом выявляются разнообразные текстурные узоры: концентрически-зональные, полосчатые, радиальнолучистые, ступенчатые, дугообразные, шарообразные и др. Разнообразные формы колломорфных образований мельниковита и мельниковит-пирита повсеместно сочетаются с кристаллически-зональными агрегатами пирита. Данное обстоятельство, вероятно, указывает, что при рудообразовании участвовали как истинные, так и коллоидные растворы. Н. С. Скрипченко (1966) приводит доказательства об одновременном выделении скрытокристаллических (гелевых) колломорфных агрегатов мельниковит-пирита и зернистых масс пирита. По данным этого исследователя, медная минерализация не оторвана значительным промежутком времени от образования гелевых масс дисульфида. Наблюдаемые петельчато-жилковатые и брекчиевидные типы текстур истолковываются как результат уплотнения гелевидных руд и одновременно образования сложных трещинных узоров, в последующем залеченных поздними генерациями пирита или сульфидами меди и цинка.

В рудах метаморфизованных месторождений Северного Кавказа колломорфные текстуры отсутствуют. Они были выявлены О. А. Каросанидзе (1969) в центральной части западного фланга Власинчихского месторождения и Ю. Ю. Глуховым (1969) на Урупском месторождении. Эти текстуры образованы мельниковитом и мельниковит-пиритом. На участках, где метаморфизм проявился интенсивно, колломорфные текстуры отсутствуют. В строении колломорфных участков руд принимают участие халькопирит и сфалерит, приуроченные к промежуткам овальных стяжений мельниковит-пирита. Концентрически-зональные полоски последнего переслаиваются с полосками мелкозернистого пирита, пирит-халькопирита и пирит-халькопирит-сфалерита. При этом образуются псевдополосчатые микротекстуры.

В отличие от худесских руд сплошные колчеданные руды месторождений западной части Передового хребта характеризуются широким развитием полосчатых текстур. Так, в серноколчеданных рудах Урупского месторождения полосчатость обусловлена чередованием полос с различными количествами нерудных минералов или различной размерностью зерен пирита. В медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных рудах отмечается переслаивание пирит-кварц-халькопиритовых, пирит-халькопиритовых, пирит-халькопирит-сфалеритовых, пирит-сфалеритовых и халькопирит-борнитовых полосок. В рудах с преимущественным развитием халькопирита образуются гнейсовидно-полосчатые и очковые текстуры. Они особенно характерны для Скалистого месторождения. Здесь повсеместно отмечается разлинзование агрегатных скоплений халькопирита, который выявляет гранобластовую структуру с полосчатым развальцеванием и перекристаллизацией. В полосчатых рудах очковые текстуры развиваются там, где рудная масса в большом количестве содержит скопления малопластичных минералов — кварца, пирита, а также участков окварцованных пород. Вокруг этих включений отмечается обтекание халькопиритом. Внутреннее строение последнего показывает изогнутость двойниковых швов. Весьма распространены структуры течения.

В распределении полосчатых текстур руд Урупского месторождения О. А. Каросанидзе (1969) устанавливает следующую закономерность: 1) яснополосчатые руды обычно богаты халькопиритом и сфалеритом. При уменьшении количества этих минералов степень полосчатости уменьшается; 2) в Главной залежи Урупского месторождения подосчатость постепенно затухает от всякого бока к лежащему. Это положение находится в соответствии с тем, что в указанном направлении происходит переход медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных

руд в серноколчеданные; 3) подобная картина имеется на Скалистом месторождении, где полосчатость затухает от лежащего контакта рудного тела к висячему. В этом направлении в рудах постепенно уменьшается содержание халькопирита. На основании анализа можно предположить метаморфогенное происхождение полосчатых текстур сплошных руд Урупского района.

Полосчатые, полосчато-гнейсовидные и очковые текстуры широко развиты в рудах Бескесского месторождения. В значительных масштабах здесь развиты также сланцеватые текстуры. В рассланцованных рудах отмечается их равномернозернистое строение с широким развитием идиоморфных кристаллов пирита. Наряду с этим отмечается разлицование зерен пирита или образование удлиненных, прямоугольных кристаллов, ориентированных согласно со сланцеватостью. Они, как обычно, не несут следов грануляции или катаклаза. Данное явление может быть объяснено перекристаллизацией руд в условиях метаморфизма.

Пириты Бескесского месторождения трудно поддаются структурному травлению. Выявляются лишь реликтовые зоны роста в центрах кубических кристаллов или изометрических зерен. В удлиненных индивидах иногда выявляются линии, параллельные удлинению кристаллов. Не исключена возможность, что собирательная кристаллизация в условиях метаморфизма обусловила возникновение такой зональности. В мощных линзовидных телах серноколчеданных руд месторождения кубические кристаллы развиты в контактовых частях, тогда как в центральной части руды сложены изометрическими зернами пирита. Другими особенностями строения характеризуются руды из маломощных пластов, где пириты по всей их мощности представлены кубическими кристаллами. Эти данные подчеркивают роль метаморфической перекристаллизации в становлении наблюдаемых особенностей строения серноколчеданных руд.

Метаморфизм медно-цинковоколчеданных руд Бескесского месторождения сопровождался гомогенизацией твердых растворов в системе халькопирит—сфалерит. Этот процесс протекал, вероятно, параллельно со становлением полосчато-гнейсовидных текстур. Для иллюстрации этого положения можно привести следующие данные: в центральных частях мощных рудных тел со сфалеритовой минерализацией широко развиты структуры распада твердых растворов системы халькопирит—сфалерит. В контактовых зонах, где руды подвергнуты кристаллизационной сланцеватости, в сфалеритах не обнаруживаются структуры распада. Это обстоятельство иллюстрируется сопоставлением сфалеритов по содержанию меди из гомогенизированных и негомогенизированных участков. Сфалериты с эмульсионной вкрапленностью халькопирита содержат меди от 0,4 до 0,6%. Аналогичным содержанием меди характеризуются сфалериты из приконтактных расгнейсованных руд, при этом эмульсионная вкрапленность халькопирита в них не обнаруживается. Температура гомогенизации твердых растворов системы халькопирит—сфалерит достигает 600°С (Филимонова, 1965), что согласуется с данными Файта и Тернера (1962), о температуре образования зеленокаменных метаморфитов, широко развитых в Бескесском рудном районе. Есть основание предполагать, что зеленокаменный метаморфизм вулканогенной толщи и метаморфические превращения в рудах происходили в одинаковых условиях температуры и давления.

Значительный интерес представляют детали строения сульфидно-гематитовых руд слоисто-полосчатой и брекчиевидной текстур. Н. С. Скрипченко (1966) слоистые сульфидно-гематитовые руды рассматривает как гидротермально-осадочные образования, а также фациальную разновидность сплошных колчеданных руд. Наиболее важные детали строения этих руд заключаются в следующем: 1) строение

рудных агрегатов четко выраженное полосчато-слоистое, обусловленное тонким переслаиванием сульфидных, кремнисто-гематитовых, сульфидно-гематитовых и яшмовидно-туффитовых прослоев; 2) отдельные прослойки по простиранию и по мощности характеризуются неоднородным строением, обусловленным вариациями количественных соотношений минералов; 3) в рудах широко проявлена плоччатость, рассматриваемая Н. С. Скрипченко (1966) в качестве текстур диагенетического оползания; 4) широко развиты трещины синерезиса, заполненные кварцевой и кварц-сульфидной массами; 5) в кремнисто-сульфидных прослойках в большом количестве встречаются сфероидальные пирит-халькопиритовые обособления, погруженные в гелевидном цементе кремнезема. Сфероиды, по данным Н. С. Скрипченко (1966), имеют концентрически-зональное внутреннее строение. По представлению этого исследователя, первичные выделения сульфидов в прослоях представляли собой оолитовидные агрегаты, в последующем деформированные и перекристаллизованные. Формирование руд мыслится как результат гидротермально-осадочного рудообразования.

Помимо полосчатых сульфидно-гематитовых руд на Худесском месторождении развиты также сульфидно-гематитовые руды брекчиевидной текстуры. Они распространены к востоку от слоистых руд. Выделяются два минералогических типа брекчиевидных сульфидно-гематитовых руд: 1) пирит-гематитовые, в которых выявляется дробление массивной пиритовой массы и пропитывание яшмоподобным кварц-гематитовым материалом; 2) халькопирит-борнит-гематитовые с подчиненным пиритом; здесь редко встречаются халькозин, теннантит и виттихенит.

В данных рудах халькопирит и борнит повсеместно ассоциируют, если их прожилки или скопления развиваются на фоне выделений гематита. При этом в участках интенсивного развития гематита количество ассоциирующего с халькопиритом борнита возрастает, а там, где гематита мало или вообще нет, халькопирит представлен без борнита. В участках, где халькопиритовая минерализация развивается на фоне гематитового кварцита, отбивается чередованием следующих зон: гематитовый кварцит—борнит—борнит+халькопирит—халькопирит. Повсеместно фиксируются случаи, когда халькопиритовые прожилки, секущие пиритовую массу, абсолютно не содержат борнита, а при переходе в массу железистого кварцита приобретают борнитовый состав. С борнитом ассоциирует виттихенит. Его образование тесно связано с преобразованием гематитовых руд в борнитовые.

Прямая зависимость количественного соотношения борнита и халькопирита от степени насыщенности фоновых железистых кварцитов гематитом доказывает наложенный характер халькопирит-борнитовой минерализации на гематитовую. С другой стороны, взаимные включения халькопирита—борнита и широкое развитие твердых растворов в системе борнит—халькопирит говорит об одновременности образования этих минералов.

Минеральный состав руд приведен в табл. 10.

#### РУДНЫЕ ОБЛОМКИ В ПОРОДАХ КРОВЛИ КОЛЧЕДАННОЙ ЗАЛЕЖИ

Включения колчеданных руд, имеющие форму галек и угловатых обломков, обнаружены в породах рудовмещающих вулканогенных толщ во многих месторождениях медноколчеданного типа. Они описаны В. П. Логиновым, который считал их гальками и обломками осадочного происхождения. Такое же мнение позже высказали В. И. Смирнов и Т. Я. Гончарова (1959), И. В. Ленных, И. С. Вахромеев и Е. А. Мосеева, М. А. Кашкай и В. И. Алиев, В. И. Скрипиль. Одновременно С. Н. Иванов, М. Б. Бородаевская, Э. Я. Прушинская (1962) и другие

Минеральный состав руд, характерные текстуры и структуры руд ос

Минералы, текстуры, структуры	Месторож			
	Бескесское	Быковское	Урупское	Власинчихинское
<i>Минералы</i>	Пирит, халькопирит, сфалерит	Пирит, халькопирит, сфалерит	Пирит, халькопирит, сфалерит	Пирит, халькопирит
Главные				
Второстепенные	Гематит, рутил, магнетит	Галенит, гематит, теннантит	Борнит, теннантит, галенит, гематит, магнетит	Сфалерит, галенит, гематит
Редкие	Марказит, галенит, самородное золото	Арсенопирит, халькозин, магнетит	Золото самородное, реперит, ковеллин, халькозин, марказит, аргентит, люционит, знергит	Марказит, мельниковит-пирит
Жильные	Кварц, хлорит, серицит, альбит, барит, кальцит, турмалин	Кварц, хлорит, серицит, барит, альбит, эпидот	Кварц, серицит, хлорит, кальцит, мусковит, гидрослюда (?)	Кварц, хлорит, серицит, кальцит
<i>Текстуры</i>	Массивные, слоистые, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные	Массивные, слоистые, прожилковые, колломорфные (редко)	Массивные, слоистые, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные, вкрапленные	Массивные, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные
Первичные				
Метаморфические	Полосчатые, гнейсовидные, гнейсовидно-очковые, брекчиевые, сланцеватые	Полосчатые, брекчиевые, сланцеватые	Полосчатые, брекчиевые, гнейсовидные, гнейсовидно-очковые, сланцеватые	Брекчиевые, сланцеватые
<i>Структуры</i>	Гипидиоморфнозернистые, порфиоровидные, коррозионные	Аллотриоморфнозернистые, зернистые, распада твердых растворов	Аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, распада твердых растворов	Афанитовые, кристаллическизернистые, гипидиоморфнозернистые, коррозионные
Первичные				
Метаморфические	Гранобластовые, лепидогранобластовые, катакластические, структуры течения	Катакластические, переотложения, лепидогранобластовые, очковые	Грано- и лепидогранобластовые, катакластические, структуры течения	Гранобластовые, катакластические, бластопорфировые

## новых медноколчеданных месторождений зоны Передового хребта

Скалистое	Карабекская группа	Даутское	Худесское
Пирит, халькопирит	Пирит, халькопирит, сфалерит, магнетит	Пирит, халькопирит, сфалерит	Пирит, мельниковит-пирит, мельниковит, халькопирит, сфалерит
Сфалерит, теннантит, гематит	Галенит, борнит, ковеллин	Галенит, теннантит, гематит	Борнит, теннантит, халькозин, гематит, галенит
Пирротин	Пирротин, никелин, рутил	Аргентит, рутил, борнит	Марказит, магнетит, серебро самородное, золото самородное, электрум, петцит
Хлорит, кальцит, серицит, кварц	Кварц, серицит, хлорит, кальцит, сфен	Кварц, серицит, хлорит, барит, кальцит, сфен	Кварц, серицит, хлорит, кальцит, барит, сидерит
Миндалиновые, прожилковые, вкрапленные, массивные (редко)	Массивные прожилково-вкрапленные, сетчато-прожилковые	Вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевидно-пятнистые, массивные (редко)	Массивные, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные, слоистые, колломорфные
Гнейсовидные, гнейсовидно-полосчатые, вкрапленно-полосчатые, очковые	Только в пределах Северной зоны: полосчато-гнейсовидные, будиновидные	Брекчиевые, сланцеватые, сланцевато-полосчатые, гнейсовидные	Брекчиевые
Кристаллически-зернистые, гипидиоморфнозернистые, зернисто-зональные	Зернистые, зернисто-зональные, структуры замещения, гипидиоморфнозернистые	Зернистые, зернисто-зональные, распада твердых растворов, гипидиоморфнозернистые	Гипидиоморфнозернистые, неравномернозернистые, порфиоровидные, коррозионные, структуры распада твердых растворов
Грано- и лепидогранобластовые, субграфические, катакластические, структуры течения	Порфиробластовые, катакластические, структуры течения, перекристаллизации	Грано- и лепидогранобластовые, катакластические, структуры течения	Не проявлены

исследователи отмечают признаки, указывающие на метасоматическое их образование. М. Б. Бородаевская и Н. В. Петровская показали, что иногда к осадочным включениям относят обломки руды сложного тектонического происхождения.

На Северном Кавказе рудные гальки и обломки обнаружены в рудовмещающих вулканогенных и осадочных породах Худесского и Урупского медноколчеданных месторождений. В породах Худесского месторождения обломки руд наблюдаются среди вулканогенно-осадочных отложений на флангах Промежуточной и Главной рудных залежей, а также в конгломератах туфосланцевой свиты. Обломки колчеданной руды, обнаруженные около Промежуточной залежи, приурочены к прослою вулканогенно-осадочной брекчии мощностью около 2 м, залегающему среди однородных подушечных спилитов. Брекчия состоит из обломков (размером 1—5 мм) афировых лав основного состава. Цемент брекчии кремнистый мелкокристаллический. Включения колчеданной руды имеют форму хорошо округленных валунов и галек, но встречаются угловатые неправильные. Размер их колеблется от 3—4 до 30 см. В верхней части прослоя брекчии они редки, книзу количество включений возрастает и в основании достигает 60% объема. Все включения представлены сплошной сульфидной колчеданной рудой. Границы их с вмещающей брекчией вполне резкие, и замещения брекчии сульфидным агрегатом визуально не наблюдается. Отсутствуют также какие-либо неровности границ включений, которые можно было бы истолковать как апофизы руды.

По внутреннему строению обломки заметно отличаются друг от друга. Среди них имеются обломки мелкокристаллической массивной серноколчеданной и медноколчеданной брекчиевидной руд. Некоторые обломки имеют ясно выраженное зональное строение, но у большинства зональность отсутствует. Среди включений весьма распространены обломки брекчиевидно-комковатой колломорфной руды, представленной неправильными обособлениями сульфидов с колломорфным и метаколлоидным строением.

Многие обособления состоят из зональных почковидных агрегатов, центральная часть которых заполнена мелкими (0,04 мм в поперечнике) округлыми агрегатами мельниковита или скрытокристаллического пирита, заключенными в весьма мелкокристаллическом агрегате дисульфида железа (мельниковит-пирита) и халькопирита, но иногда и в агрегате кремнезема. Внешние части почек состоят из концентрически расположенных тонких зон пирита и мельниковита, а также халькопирита. Вещественный состав обломков руды сходен с составом обычных колчеданных руд месторождения.

Нормальная последовательность наложения пород, содержащих рудные обломки, и их литологический состав не допускают возможности тектонического происхождения обломков. Резкие границы обломков, вдоль которых отсутствуют признаки замещения рудной вмещающей брекчии, неоднородность их по текстурным и структурным признакам и вещественному составу, большая распространенность в обломках руд колломорфного строения удовлетворительно объясняются именно обломочным седиментационным, а не метасоматическим происхождением рудных включений.

На западном фланге Худесского месторождения рудные брекчии были обнаружены на левом борту балки Кривая. Они приурочены к слою вулканобрекчий с туфовым цементом, причем включения массивной руды наблюдаются только в основании слоя. Пласт брекчий имеет мощность около 50 м и залегает среди фиолетовых «подушечных» спилитов. Вдоль границы брекчий и лав имеются невыдержанные тонкие линзы сургучной яшмы. Брекчии состоят из плохо сортированных по размерам и окатанности угловатых и округлых обломков

размером от долей сантиметра до 0,5—0,7 м в поперечнике почти исключительно спилитов, кварцевых и андезитовых порфириров. Реже встречаются обломки кремнистых яшмовидных пород.

По форме и размерам рудные обломки в брекчии не отличаются от обломков лав. Как правило, в поперечнике их размеры около 10 см, но в отдельных случаях достигают 30 см. Обломки расположены друг от друга на расстоянии до 20 м и более, в некоторых местах оно снижается до 2—3 м. Благодаря интенсивной эрозии участка многие включения почти не подвергались гипергенному выщелачиванию.

Минераграфическое изучение рудных обломков показало, что все они относятся к гелевому и мелкозернистому типу массивных руд, широко развитому в Главном рудном теле. Для них характерно преобладание колломорфных структур, в которых пирит и мельниквит-пирит образуют почти сплошной весьма мелкокристаллический агрегат. Примесь других сульфидов в агрегате обычно отсутствует, но в нем содержится около 10% (по объему) кремнезема.

Цемент брекчий состоит из криптокристаллического кремнистого агрегата с обломками кварца и менее распространенными обломками лав. Ни в цементе, ни в обломках под микроскопом не обнаруживаются сульфиды, хотя отмечаются невыдержанные трещинки, выполненные кварцем и карбонатом. Сходство обломков с массивными рудами месторождения подтверждается определениями вещественного состава, а также изотопным анализом серы. Отношение  $S^{32}/S^{34}$  в пиритах из описываемых обломков руд равно 22,17. Эта величина является средней для массивных руд Главной залежи.

В заключение описания рудных обломков среди вмещающих пород Худесского месторождения следует остановиться на краткой характеристике обломочных выделений кварц-серицитовых пиритизированных пород, встреченных в конгломератах туфосланцевой свиты в истоках р. Малки. Включения представляют собой угловатые и окатанные обломки обеленных пиритизированных кислых эффузивов, размер которых также иногда достигает 0,5 м. Обломки распределены в слое конгломерата не далее 2—5 м друг от друга и иногда группами.

Описание рудных обломков в породах кровли Урупского месторождения выполнено В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой (1959). По данным этих авторов, обломки колчеданной руды встречены среди крупнообломочных туфов среднего состава в 65—90 м выше рудного тела. Сплюснутые обломки располагаются согласно со сланцеватостью и слоистостью пород. Размер их от 1—2 до 5—6 см в поперечнике. По составу выделяется два типа обломков — серноколчеданный и медноколчеданный, т. е. минеральный состав их аналогичен составу сплошных руд месторождения. Форма обломков окатанная линзовидная, реже неправильная угловатая. Наличие угловатых кусков среди рудных обломков свидетельствует о быстром переносе их на небольшие расстояния.

Текстурные и структурные особенности руд в обломках, отсутствие рудной вкрапленности и гидротермальных изменений в породах около рудных обломков наряду с отмеченными фактами позволили авторам сделать вывод о более раннем образовании руд месторождения по сравнению с надрудными вулканогенно-обломочными отложениями.

На восточном фланге Урупского месторождения медноколчеданные руды и вмещающие их среднепалеозойские вулканогенные отложения перекрыты моноклинально залегающими терригенными осадками нижнеюрского возраста. В основании последних наблюдается базальная конгломератобрекчия, образующая линзовидные скопления в углублениях предъюрского рельефа и содержащая большое количество неокисленных галек (размером 0,5—10 см) и даже валунов (размером до 1,2 м по удлинению) массивных медноколчеданных руд. Особенностью

почти всех галек является наличие вокруг них ореолов халькопирита, происхождение которых удалось расшифровать вполне определенно благодаря отсутствию метаморфических преобразований в юрских осадках данного района.

Рудные гальки, как и гальки других пород, имеют слабо и хорошо окатанную форму, причем оглаженность угловатых форм свойственна и крупным рудным валунам, обнаруживаемым непосредственно на выходах рудного тела и не претерпевшим существенного переноса, но, по-видимому, отшлифованным водными потоками. Визуально в них различимы трещины, представляющие собой следы физического выветривания и обычно выполненные кварцевым песчаником. Среди обломков наблюдаются среднезернистые медные, медо-цинковые и серноколчеданные сплошные руды со всеми теми структурно-минералогическими особенностями, которые свойственны рудам месторождения.

В крупных обломках микроскопическое изучение выявило интенсивное зональное выщелачивание сульфидов. Количественной характеристикой выщелоченности являются графики, построенные для двух перпендикулярных направлений в валуне диаметром около 1 м. Пористость постоянна в центре валуна и возрастает в среднем до 40% объема в его наружной части. В краевых зонах интенсивно выщелачиваются пирит, халькопирит и особенно сфалерит, который сохраняется только в крупных обломках в виде примеси, хотя в коренных рудах развит часто в большей степени, чем халькопирит. В этом же валуне было изучено поведение двух элементов-примесей колчеданных руд — никеля и кобальта, количественное химическое определение которых производилось в 19 пробах, отобранных по тем же направлениям. Рост содержания кобальта в более выщелоченных внешних участках объясняется скорее всего тем, что в процессе выщелачивания он накапливается в остаточных продуктах. Наоборот, весовая доля никеля остается постоянной, и он выщелачивается совместно с главными компонентами руды за пределы валуна. Гальки небольших размеров обычно выщелочены равномерно на всех участках.

Ореолы халькопирита, окружающие гальки, имеют отчетливо асимметричную форму, причем выступающей наиболее мощной частью они ориентированы у различных обломков в одном и том же направлении независимо от формы последних или структуры окружающего конгломерата. Размеры халькопиритовых крон тесным образом связаны с размером галек и их минеральным составом. Мощность «апикальной» части ореолов колеблется от 5—10 см у валунов до 1 м в поперечнике до 1—2 м и менее у галек размером 0,5 см. Вокруг обломков серноколчеданных руд кроны халькопирита отсутствуют или очень тонки. Структура халькопиритовых крон под микроскопом наследованная псаммитовая.

Мелкозернистый агрегат халькопирита развивается метасоматически по цементу песчаника, цементирующего гальки. Этот песчаник в других участках конгломерата состоит из обломков (0,3—0,01 мм) кварца (80%), полевого шпата, примеси углистого вещества и имеет регенерационный кварцевый и поровый карбонатный цемент. Халькопирит в кронах замещает не только цемент, но и частично обломки. Границы галек с халькопиритовыми кронами совершенно резкие. Наряду с этим колчеданная руда у самой границы на глубину 0,2—1 мм заметно обогащена халькопиритом и не содержит пустот выщелачивания.

Источником халькопирита в описанных ореолах явились сами гальки медистой колчеданной руды. Этот вывод, отрицающий предположение, что гальки только благоприятствовали отложению халькопирита, принесенного растворами их других источников, доказывается отмеченной зависимостью между размерами ореолов и минеральным составом галек. Ореолы отсутствуют или незначительны вокруг серноколче-

данных галек. Закономерно асимметричное расположение ореолов и их метасоматическое образование по цементу песчаника объясняется тем, что причиной выщелачивания галек и переотложения халькопирита были подземные водные потоки в базальном слое в стадии его диагеза. Благодаря медленной и длительной фильтрации растворов сквозь гальки происходило перемещение и отложение некоторой части халькопирита в направлении фильтрации и выщелачивание и рассеивание гораздо больших количеств меди, железа, серы, цинка и других компонентов руд. Выделению халькопирита способствовали почти исключительно обменные реакции между притекавшими растворами и выщелоченными компонентами и в гораздо меньшей степени «благоприятность» вмещающего песчаника, так как последний не замещен халькопиритом в порах внутри галек. В «теневых» же полях около галек халькопирит выделился не только в песчанике, но и в руде.

Важная роль обменных реакций подтверждается изотопными определениями серы сульфидов в гальках и ореолах. Сера в руде в целом и чистом первичном халькопирите из центральной части одной из галек имеет  $\delta S^{34} + 0,38$  в метасоматическом халькопирите из ореола  $\delta S^{34} 0,59\%$ . Первые два определения подтверждают измерения серы в коренных рудах Урупского месторождения, выявившие в пирите и халькопирите  $\delta S^{34} + 0,31\%$ . Обогащение халькопирита в ореолах легким изотопом серы могло происходить при активном взаимодействии выщелоченных компонентов, в том числе ионов серы с растворами, возможно, реликтовыми морскими.

На примере описанных галек можно отметить некоторые общие физико-химические причины переотложения халькопирита. Из внутренних зон галек происходило выщелачивание всех основных компонентов колчеданной руды ( $Cu^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Zn^{2+}[S_2]^{2-}$ ,  $S^{2-}$  и др.). Из них, возможно,  $Fe^{2+}$  и  $[S_2]^{2-}$  переходят в фильтрующиеся растворы в большом количестве, так как пирит является преобладающим минералом руд. При фильтрации растворов в трещинах внутри галек отмеченные растворенные компоненты находились в равновесии друг с другом и растворами, и реакций с выделением твердых продуктов здесь не происходило.

Сразу же после высачивания растворов за границы галек имело место избирательное выделение халькопирита. Отмеченный факт, что халькопирит не отлагался в трещинах внутри галек, заполненных песчаником, указывает на несущественную роль окружающего песчаника как породы, благоприятствовавшей осаждению халькопирита, и последний выделялся в основном благодаря реакциям между выщелоченными компонентами и растворами. Одной из причин, вызвавших эти реакции, могло быть разбавление высачивающихся из галек растворов поровыми водами песчаника и связанное с этим снижение концентрации перечисленных ионов, за исключением, возможно, иона  $S^{2-}$ . Его концентрация непосредственно около границ галек, наоборот, могла увеличиться за счет распада спаренного иона  $[S_2]^{2-}$  на два иона  $S^{2-}$ . Ион  $[S_2]^{2-}$ , как известно, образуется при наличии в растворах больших количеств серы и неустойчив в растворах с низкой ее концентрацией. Одним из подтверждений данной гипотезы является отмеченное полное отсутствие в переотложенном халькопирите выделений дисульфида железа. Предложенная гипотеза отчасти объясняет гораздо большую способность к переотложению таких моносulfидных соединений, как халькопирит, борнит и др., по сравнению со способностью к переотложению дисульфидов, известной в колчеданных месторождениях.

Таким образом, можно сделать некоторые выводы.

1. Изучение рудных обломковидных включений в породах, перекрывающих колчеданные месторождения, подтверждает представление о седиментно-кластическом происхождении обломков.

2. Рудные обломки в палеозойских и юрских отложениях несут отчетливые следы воздействия вмещающей среды, которое выражается в частичном изменении структур и текстур руд и в заметном выщелачивании и переотложении сульфидов цинка и меди.

3. Обломки являются одним из фактов, указывающих на сингенетичность колчеданных залежей и вмещающих пород.

### ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально измененные породы в рудных полях колчеданных месторождений Передового хребта широко распространены. Они наблюдаются около всех залежей сплошных колчеданных руд, но в гораздо большем количестве отмечаются как самостоятельные зоны и мелкие тела. Размерность, интенсивность гидротермальной переработки, насыщенность сульфидами и другие характеристики зон колеблются в широких пределах. Так, длина по простиранию изменяется от нескольких метров до нескольких километров (южная зона Худесского района, зоны р. Малой Лабы и др.).

Мы предлагаем все разнообразие зон объединить по генетическому признаку в три типа: 1) зоны открытого типа, 2) зоны камерного типа, 3) зоны аутометаморфического типа. В основу классификации положен такой признак, как природа источника газогидротерм, вызвавших изменение и сульфидизацию пород.

*Зоны открытого типа* образовались на пути движения потока рудных растворов глубинного подкорового происхождения (Смирнов, 1968). Эти растворы представляют собой дифференциаты базальтоидных магм и при выходе к поверхности коры формируют залежи колчеданных руд и ореолы гидротермально измененных пород в условиях открытого привноса и выноса компонентов.

К *зонам камерного типа* относятся либо полностью, либо частично сульфидизированные и измененные субвулканические или покровные тела кислых, реже других магматических пород. Изменения такого типа отличаются невысокой интенсивностью и обусловлены концентрацией растворов в процессе остывания субвулканических тел или покровов. Примером зон камерного типа являются избирательно пиритизированные тела кварцевых альбитофиров, залегающих в диабазах на западном фланге Урупского рудного поля.

*Зоны аутометаморфического типа* сформировались вследствие десорбции и концентрации газовых и жидких компонентов при диагенетической и метаморфической консолидации вулканогенно-осадочных толщ, особенно их вулканокластических горизонтов. К этому типу измененных пород относятся как небольшие по размерам пиритизированные зоны в туфогенно-осадочных породах, так и зоны, прослеживающиеся на многие километры. Те и другие приурочены, как правило, к верхним частям разреза рудоносных формаций.

Среди трех генетических типов зон наибольший интерес представляют зоны открытого типа. К ним принадлежат гидротермально измененные породы около залежей сплошных колчеданных руд. Зоны этого типа образуют также самостоятельные промышленные тела прожилково-вкрапленных руд. По аналогии с гидротермалитами в областях современной вулканической деятельности, описанными С. И. Набоко (1962), и на основании соотношений их с телами сплошных гидротермально-осадочных колчеданных руд зоны открытого типа делятся на приповерхностные и глубинные. Образование первых контролировалось в первую очередь поверхностью коры, представлявшей собой в момент накопления колчеданных залежей дно моря. Внутреннее строение приповерхностных зон в большой степени зависит от градиентов температуры, концентрации, давления, редокспотенциала, кислотности —

щелочности и т. п., существовавших на границе раздела кора — морская среда. Зоны глубинного типа формировались от поверхности до глубины около 1,5 км. В некоторых случаях такие зоны представляют собой самостоятельные рудные тела (Скалистое месторождение). Образование глубинных зон происходило в термодинамически более однородной среде, чем приповерхностных. Возможно, по этой причине они нередко представлены фациально однородной минеральной ассоциацией. Минеральный состав открытых зон глубинного типа в высокой степени зависит от состава вмещающих пород. В диабазах это, как правило, зоны хлорит-сульфидного типа, в кислых лавах — кварц-серицит-сульфидного.

Среди всех типов зон гидротермально измененных пород особое место принадлежит приповерхностным зонам открытого типа. Эти зоны сопровождают согласные колчеданные тела гидротермально-осадочного генезиса, и так как размеры этих зон обычно много больше рудных тел, они могут служить одним из важных поисковых признаков.

Форма приповерхностных зон, залегающих в лежачем боку колчеданных залежей Урупского, Власинчихинского и Худесского месторождений, представляет собой либо сильно приплюснутую (главное тело Урупа), либо значительно выпуклую воронку (Худес, Власинчиха), плоской поверхностью которой является почва рудных тел. Площадь плоской поверхности обычно превышает площадь рудных тел. Иногда воронки измененных пород и рудные тела расположены эксцентрично по отношению друг к другу.

Рассматриваемый тип гидротермально измененных ореолов характеризуется горизонтальной и вертикальной (осевой) зональностью. В первом случае кварц-серицитовая, кварц-серицит-хлоритовая и хлоритовая (пропилитовая) зоны сменяют друг друга от центральной части ореолов к их боковым границам. Вертикальная зональность выражена как чередование перечисленных зон от почвы рудных тел на глубину (табл. 11).

Таблица 11

Зональность гидротермально измененных пород в областях современных вулканов (по С. И. Набоко, 1962) и в колчеданных месторождениях

Глубина, м	Современные вулканы			Колчеданные месторождения		
	Минеральный состав и зональность	Состояние серы в растворах	pH раствора	Глубина ниже дна моря, м	Зональность	Состояние серы в растворах
50	Опал, кварц, сера	$SO_4^{2-}$	1	0	Туффиты, массивные руды	$H_2S$ , $SO_4^{2-}$
100	Кварц, алунит, марказит	$SO_4^{2-}$ , $H_2S$	2	50—100	Кварц, серицит, пирит	$H_2S$
200	Кварц, серицит, пирит	$H_2S$	6	200—300	Кварц, серицит, хлорит, пирит	$H_2S$
	Пропилитизированные породы	$H_2S$	6—8		Пропилитизированные породы	$H_2S$

Представляет интерес сравнение колонок измененных пород в современных наземных вулканических областях и в колчеданных место-

рождениях. Сравнение приведено в табл. 11. В современной колонке наблюдаются высокоглиноземистые алунитовые и опалитовые зоны. Колонка колчеданных месторождений соответствует самым глубоким зонам современной. Это согласуется с представлением о гидротермально-осадочном происхождении Урупского и Худесского месторождений (Смирнов, Гончарова, 1960а; Скрипченко, 1966). Колонки ореолов колчеданных месторождений сформировались при замещении пород на дне моря. Водная толща защищала ювенильные растворы от интенсивного окисления. Последнее имеет место в полях наземных вулканов. Кислотность и сульфатность растворов при образовании колчеданных месторождений были сравнительно низкими и формирование алунит-пирозитовых фаций метасоматитов не происходило.

### ГЕНЕЗИС КОЛЧЕДАНЫХ РУД УРУПСКОГО И ХУДЕССКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По геологическим условиям залегания в зоне Передового хребта выделяется две группы медноколчеданных месторождений: Урупо-Бескесская и Худесская. Основное различие их заключается в том, что на Худесском месторождении широко развиты скрытокристаллические железистые и колломорфные руды, которые отсутствуют на Урупском. Учитывая, что Урупское месторождение залегает в регионально расланцованных породах, а Худесское в нормальных слабо метаморфизованных эффузивах, такие структурные различия подтверждают известное представление А. Н. Заварицкого об образовании колчеданных руд до регионального метаморфизма вмещающих их вулканогенных пород и, следовательно, о близости возраста руд и этих пород.

Пример расшифровки истории тектонического развития Худесского и Урупского рудных полей показывает, что каждому этапу тектогенеза, начиная от палеовулканического ( $D_2-C_1$ ) и кончая новейшим альпийским, соответствуют определенные типы разрывных нарушений. Древнейшие синвулканические нарушения, выполненные экстрезивными и субвулканическими породами, оказывают контролирующее влияние на локализацию руд и служат главным образом рудоподводящими каналами. Тектонические разрывы всех поздних этапов оказывают эпигенетическими по отношению к колчеданным рудам. В редких случаях в них локализуются жильные руды позднейших этапов металлогенеза.

Дайковые породы, внедрившиеся в разные стадии консолидации рудоносных толщ, пересекая рудные залежи, относятся к пострудным образованиям. Доскладчатые дайки диабазов и лампрофиров и соскладчатые диоритового порфирита, как было показано, пересекают массивные руды и пиритизированные породы и не подвергаются изменениям, сингенетичным рудообразованию. Послескладчатые дайки гранит-порфира нередко секут зону пиритизированных кварц-серицитовых пород.

Экстрезивные и субвулканические образования имеют иные взаимоотношения с оруденением. В Худесском рудном поле они контролируют положение многих зон пиритизированных пород, причем некоторые из зон залегают внутри нековых и трещинных тел андезитовых и кварцевых порфиритов. Все это указывает, что массивные руды и зоны пиритизированных пород сформировались до внедрения даек ранней стадии тектоно-магматического цикла.

Фактические данные по Худесу и Урупу подтверждают представление о близком возрасте колчеданных руд и вмещающих их вулканогенных толщ. Ни в одном месторождении не наблюдается магматических или структурно-тектонических образований, которые были достоверно дорудными и в то же время более молодыми по отношению к вмещающей толще в целом.

Наличие рудных галек в вулканогенно-осадочных брекчиях рудовмещающей толщи Урупского и Худесского месторождений вполне определенно показывает, что рудоотложение было процессом, сингенетичным формированию вулканогенных пород. Под сингенетичным происхождением колчеданных руд понимаются в общем два типа процессов. Во-первых, вулканогенно-осадочный (эксгальационно-осадочный), который в наиболее общем виде охарактеризован В. И. Смирновым (1963) как сочетание седиментации массивных руд в зоне выхода эксгальаций на дно поверхностных водных бассейнов и гипогенного гидротермального метасоматоза вулканогенных пород на пути движения растворов. Во-вторых, близповерхностный метасоматический. К. Киношита (1932), А. Н. Заварицкий (1950) и другие исследователи рассматривали этот способ как гелевый метасоматоз на небольших глубинах благодаря фу-марольно-сульфатарной деятельности.

Таким образом, согласно вулканогенно-осадочной гипотезе породы, образующие кровлю залежей массивных руд, являются эпигенетическими по отношению к ним, согласно вулканогенно-метасоматической, — эти залежи формируются, хотя и сингенетично вулканогенной формации, но на некоторой глубине. Приведенные ниже данные позволяют считать обоснованной для главных северокавказских месторождений вулканогенно-осадочную гипотезу.

Ореолы гидротермально измененных кварц-серицитовых пиритизированных пород развиты со стороны лежащих боков главных рудных линз. Ореолы приурочены к воронкообразным пучкам рудоподводящих трещинных каналов. Таким образом, отличия между почвой и кровлей рудных тел заключаются не только в асимметрии изменений боковых пород, но и в наличии своеобразных синвулканических трещинных структурных построек в породах почвы. Учитывая, что между породами почвы и кровли нет тектонических несогласий, данные особенности подтверждают вулканогенно-осадочную гипотезу генезиса колчеданных тел, так как породы кровли следует считать эпигенетическими по отношению к массивным рудам.

Слоистые сульфидно-гематитовые руды Худесского и Урупского месторождений представляют собой фаціальную разновидность массивных колчеданных руд, отложившуюся на флангах или в кровле рудных тел. В них наблюдается сингенетичный переслой медисто-колчеданных и кремнисто-гематитовых руд с осадочными железистыми туффопесчаниками. Этот переслой образовался в условиях неоднородной гидротермально-осадочной седиментации. Характерными доказательствами сингенетичности сульфидных руд и железистых туффитов являются асимметрично-слоистые, диагенетические оползневые и брекчиевые структуры и текстуры. Последние интересны и в том отношении, что сульфидные руды на границе с кремнисто-гематитовым осадком часто подвергаются окислению. Сульфидно-гематитовым рудам свойственны оолитовые структуры, как и многим осадочным рудам мелководной зоны моря.

Совокупность данных позволяет рассматривать согласные медно-колчеданные рудные тела месторождений Северного Кавказа как эксгальационно-осадочные образования, генетически сопряженные с палеозойским вулканизмом. Впервые для Урупского месторождения эта точка зрения была разработана В. И. Смирновым (1960). Одновременно при изучении Худесского месторождения Н. С. Скрипченко (1960а, б) были обнаружены многие из перечисленных признаков, которые доказывают тесную возрастную связь руд с субаквальным вулканизмом. Фактические данные, полученные во вновь вскрываемых глубоких участках Урупского месторождения, вполне подтверждают эти представления.

### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

На основе математической обработки результатов приближенно-количественного спектрального анализа проб, отобранных из основных литологических разностей пород девонского вулканогенно-осадочного комплекса, получены следующие выводы.

1. Распределение элементов в породах девонского эффузивно-осадочного комплекса зоны Передового хребта в подавляющем большинстве случаев подчиняется логнормальному закону.

2. Породы основного состава отличаются от кислых разностей более высокими концентрациями никеля, кобальта, ванадия, хрома, марганца и титана. Для кислых пород Большелабинского района характерны повышенные содержания меди. Закономерная зависимость величин местных кларков элементов от состава пород свидетельствует о фиксации их преимущественно в виде изоморфных примесей в породообразующих минералах и в редких случаях в виде собственных минералов и примесей в пиритах.

3. Характер соотношений цинка и меди в породах рудовмещающего комплекса и в рудах идентичен. Это наряду с другими факторами свидетельствует о генетическом родстве руд и вмещающих пород.

4. Средние содержания элементов в эффузивах и их пирокластических аналогах заметно ниже значений кларков или же, в редких случаях, близки к ним. По направлению от Большелабинского рудного поля к Худесскому району намечается тенденция к увеличению фоновых содержаний во всех разностях пород, что четко увязывается с уменьшением степени метаморфизма в этом направлении. Однако процессы регионального метаморфизма, приводя порой к значительному перераспределению металлов в породах, не отражаются на общей картине первично конституционного рассеяния, и закономерные изменения содержаний элементов в породах обусловлены петрохимическими особенностями и геологическими условиями накопления вулканогенно-осадочных формаций (Страхов, 1960; Горлицкий, 1970).

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

1. Гидротермально-осадочные колчеданные месторождения, ассоциированные с базальтоидными вулканогенно-осадочными формациями, являются в конечном итоге продуктом дифференциации глубинных, скорее всего подкорковых магматических очагов. Побуждающим импульсом к дифференциации является активное движение магмы к поверхности коры. Однако концентрация значительных масс легкоплавкой гидросульфидной фазы происходит на более поздних стадиях развития магматического процесса. Это положение хорошо объясняет тот факт, что в самом основании разреза вулканогенных формаций никогда не наблюдаются значительные по размерам тела гидротермально-осадочных сульфидных руд.

Подавляющее большинство гидротермально-осадочных месторождений локализуется в той зоне вулканогенных толщ, которая представляет собой переход от преобладающей нижней эффузивной к преобладающей туфогенно-осадочной верхней части ее разреза. В развитии рудоносных формаций можно выделить три стадии: первую, эффузивную, характеризующуюся активным выбросом магматического расплава; вторую, переходную эффузивно-пирокластическую, сопровождающуюся прерывистым чередованием лавовых излияний и взрывных кластических выбросов; и третью, пирокластическую, отличающуюся выносом литокристаллического материала и вулканических газов.

Вторая стадия наиболее продуктивна для колчеданного оруденения. По неизвестной нам причине в эту стадию намечается вынос из подкорового источника концентрированных сульфидных газогидротерм, проходящих сквозь всю толщу коры и отлагающих сульфидные залежи на ее поверхности или на небольшой глубине.

Большое разнообразие геолого-литологических соотношений рудных тел с эффузивными и туфогенно-осадочными образованиями порождается, во-первых, контролирующей ролью поверхности коры в отложении промышленно главных осадочного и метасоматически-осадочного типов колчеданного оруденения и, во-вторых, динамикой эффузивных и пирокластических процессов в стадию выноса сульфидных дифференциатов. Разрыв или совпадение во времени поступления сульфидных растворов и больших масс вулканокластического материала в область седиментации приведет в первом случае к накоплению, во втором — к рассеянию рудной минерализации.

2. Региональное совпадение центров активного развития эффузивов и вулканокластов, с одной стороны, и гидротермально-осадочных руд, с другой, является характерной закономерностью размещения колчеданных месторождений внутри вулканогенных формаций. Эти центры выделяются как поля наибольших мощностей формаций, развития кислых эффузивов и субвулканических пород как производных вязкой магмы, локализующихся вблизи от магмоподводящих аппаратов. Однако локальные рудоподводящие структурные узлы, контролирующие размещение крупных рудных тел, обычно расположены эксцентрично относительно каналов извержения эффузивов и пирокластов. Это подтверждается данными детального изучения размещения колчеданных руд в Урупском и Худесском рудных полях, а также материалами по другим колчеданным месторождениям. Гидротермально-осадочные сульфидные залежи Урупского рудного поля приурочены к конседиментационным блюдцеобразным депрессиям, которые первично зародились как участки разгрузки палеогазогидротерм. Скорее всего, глубинные центры концентрации рудных дифференциатов несколько смещены относительно истоков вулканических аппаратов.

3. Гидротермальные изменения рудовмещающих пород являются широко распространенным явлением в рудных полях колчеданных месторождений. Возникновение ореолов, представленных кварц-серицитовыми пиритизированными породами, обусловлено деятельностью по крайней мере трех источников газогидротерм. Наиболее важная группа ореолов, несущая прожилково-вкрапленный тип колчеданного оруденения, генетически сопряжена с деятельностью глубинных, возможно, подкоровых источников. Эти ореолы сопровождают залежи сплошных гидротермально-осадочных колчеданных руд и образуются на пути движения потоков рудоносных растворов. К второстепенной по масштабам и интенсивности сульфидной минерализации относятся ореолы камерного типа, происхождение которых связано с концентрацией гидротерм при раскристаллизации тел субвулканических пород преимущественно дацит-риолитового ряда. Обычно и сами субвулканы, и вмещающие породы содержат рассеянную вкрапленность или редкую сеть жилков пирита. Еще один тип гидротермальных изменений в вулканогенных формациях вызывается деятельностью газогидротерм, генерирующихся при десорбции вулканических газов в пирокластических осадках. Изменения этого типа, не интенсивные по глубине переработки пород, развиваются на больших площадях, но обычно в них отсутствуют промышленно ценные рудные тела.

Придавая важное поисковое значение ореолам гидротермалитов открытого типа, развитым со стороны лежащего бока колчеданных залежей, следует иметь в виду, что размеры и форма ореолов зависят в большей мере от первичных свойств толщи пород, их трещиновато-

сти, пористости, водоносности и др. С вариациями этих свойств связаны колебания мощности ореолов от нескольких метров до сотен метров, а также преимущественное развитие ореолов на многих месторождениях вдоль слоистости, а не на глубину вдоль рудоподводящих трещин.

4. Палеогеографическая обстановка, благоприятная для формирования гидротермально-осадочных месторождений, представляет одно из необходимых условий отложения сульфидных руд. По-видимому, далеко не любая субмаринная среда в области выходов гипогенных газогидротерм благоприятна для осаждения сульфидов. Особенностью многих осадочных пород, залегающих непосредственно в кровле рудных тел, является их пелитовая очень мелкозернистая структура. Накопление пород было возможно в динамически неактивной водной толще. Таким условиям должны отвечать как небольшие замкнутые озерные и лагунные бассейны вулканических областей, так и депрессии морей и океанов, отличающиеся незначительной циркуляцией вод. Расслоение бассейнов на отдельные несмешивающиеся зоны в области выхода газогидротерм обуславливает образование высококонцентрированных пересыщенных сульфидами донных участков водной толщи.

## КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮРСКОГО ВОЗРАСТА. ПРИВОДОРАЗДЕЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

---

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Третьим этапом формирования колчеданных месторождений на Большом Кавказе, кроме протерозойского и среднепалеозойского, был нижне-среднеюрский, когда регион вновь испытал регенерацию геосинклинального режима. Этот этап по масштабам эндогенных процессов, сопровождавшихся выносом в верхней части земной коры меди, цинка и свинца, по количеству вынесенных металлов, по площади, на которой имело место это явление, и по его удивительному однообразию несравним ни с одним другим подобным процессом на Большом Кавказе. Его результатом было образование ряда промышленных месторождений меди, свинца, цинка, а также многих сотен рудопроявлений.

В размещении рудных полезных ископаемых, образовавшихся в нижне- и среднеюрское время, наблюдается четкая региональная зональность. Она выражается в пространственном разобщении медно-цинкового и несколько позже сформировавшегося свинцово-цинкового оруденения. Эта металлогеническая зональность соответствует тектонической неоднородности киммерийской геосинклинали, проявившейся в формировании в нижне-среднеюрское время двух крупных структурно-формационных зон.

Южная из них является по классификации В. И. Смирнова (1962) геосинклинальным рвом. Мощность отложений нижнеюрского возраста, представленных терригенной (аспидной) и терригенно-вулканогенной формациями, значительно превосходит мощности однообразных пород на севере. Магматические образования имеют основной состав, принадлежат к спилито-диабазовой, по Ю. А. Кузнецову (1964), формации, в то время как в северной зоне магматизм проявился незначительно, его продукты существенно дифференцированы и имеют более кислый состав.

Различен и субстрат этих двух зон. Если севернее разделяющих зоны глубинных разломов в его строении принимают участие расположенные близко к поверхности сиалические блоки, то в южной зоне гораздо шире распространены породы основного состава, причем в отдельных ее интервалах фундамент глубоко погружен, и не исключено, что он существенно переработан. На Центральном и Северо-Западном Кавказе зоны четко разделены глубинными разломами: Бурон-Ларским (Ажгирей, 1960а) и Тугупсинским (Хаин и др., 1960). В Дагестане в связи с глубоким погружением кристаллического фундамента их граница менее определена. Структурно-формационные зоны различаются оруденением. Для южной зоны типичны медные и медно-цинковые месторождения, для северной — полиметаллические. В пределах первой, охватывая только ее часть, выделяется Приводораздельная металлогеническая зона с нижне-среднеюрским медно-пирротиновым и колчеданно-полиметаллическим оруденением. Подобная зональность намечается

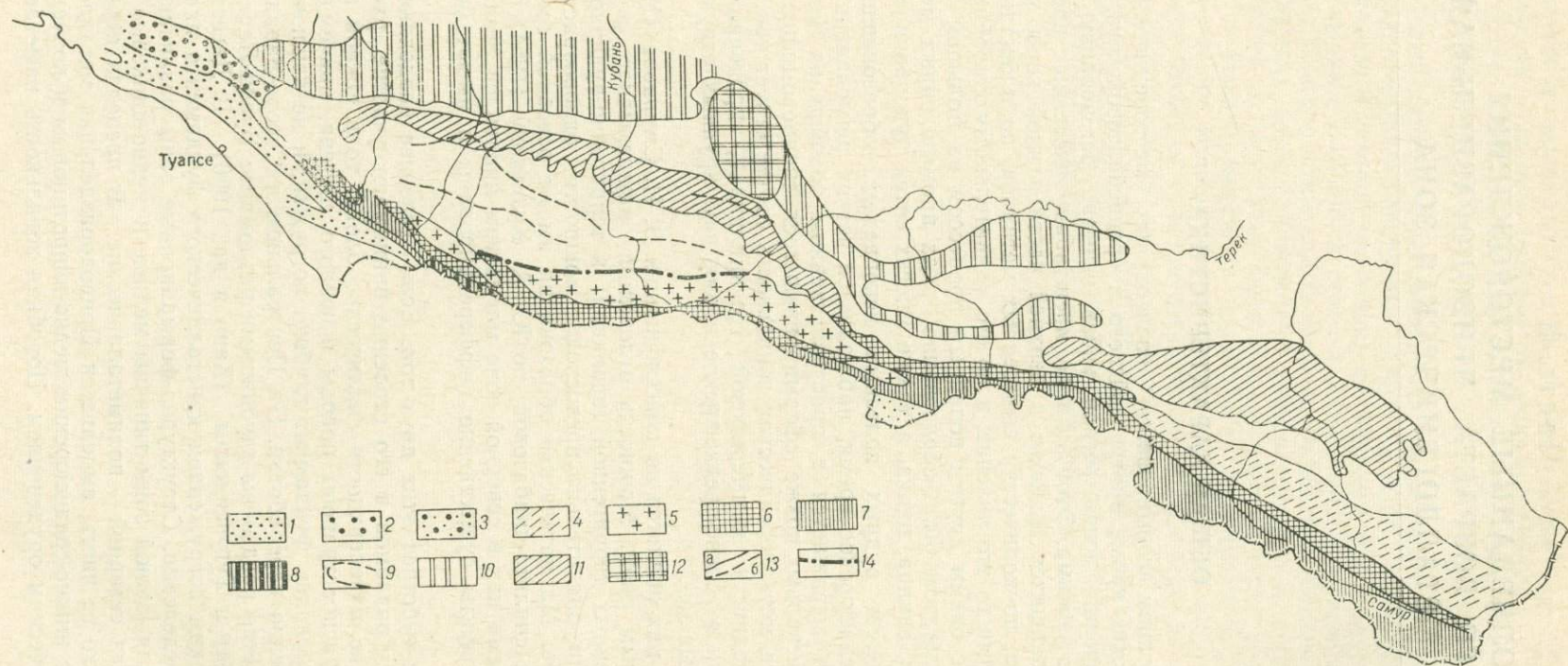


Рис. 34. Схема металлогенического районирования Северного Кавказа для киммерийской и позднеальпийской металлогенических эпох.

Металлогенические зоны. *Альпийские*: 1—Южный ртутный пояс; 2—Северный ртутный пояс; 3—Безеппский ртутьносный район; 4—Дагестанская ртутно-редкметалльная зона. *Киммерийские*: 5—Северная редкметалльная; 6—полиметаллического предкелловейского оруденения; 7—Приводораздельная; 8—Шахе-Санчарская подзона; минерогенические зоны на эпигерцинской платформе; 9—контуры юрских железорудных бассейнов; 10—Предкавказская зона; 11—предгорная зона месторождений галита, гипса, серы и др.; 12—Кавминводский район; 13—контуры зон: а—предполагаемые, б—установленные; 14—Пшекиш-Тырныаузская шовная зона

и по южному борту меденосной структуры, где, как и на севере, она обрамляется полосой свинцово-цинковых рудопроявлений.

*Граница зоны.* Цепь юрских медных месторождений и рудопроявлений располагается вдоль Главного хребта, имея осевой линией его водораздел. Она прослеживается более чем на 700 км от р. Самур на востоке до р. Пшехи на западе. Ширина зоны не превышает 15—25 км, что подчеркивает ее контроль глубинным разломом. Северная граница зоны на востоке (рис. 34) проходит по долине р. Самур, к западу она постепенно отклоняется на север в верховья рек Шаро-Аргун и Аргун, пересекает долину р. Терека несколько южнее с. Чми, проходит по долине р. Харес, сдвигаясь затем к югу в бассейне р. Долры в Сванетии. От верховьев р. Большой Лабы эта граница прослеживается к истокам р. Уруштен и далее на запад к р. Кише. Южная граница зоны располагается на южном склоне Главного хребта в Азербайджане и Грузии, протягиваясь параллельно северной. На востоке, в междуречье Аргун — Аварское Койсу, Приводораздельная металлогеническая зона кулисообразно сдвигается. Ее восточная ветвь располагается южнее западной.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В Приводораздельной зоне выделяется три структурных этажа: 1) докембрийский кристаллический субстрат; 2) среднепалеозойский, иногда с сохранившимися останцами верхнепалеозойских отложений; 3) ниже-среднеюрский этаж, сложенный терригенными, иногда с эффузивами, толщами.

*Докембрийский и среднепалеозойский этажи зоны,* представляющие собой фундамент, на котором заложилась ниже-среднеюрская геосинклинали, на юго-востоке Большого Кавказа в Дагестане и Чечено-Ингушетии глубоко погружены. При гравиметрических и магнитометрических исследованиях в пределах зоны не обнаруживается существенных различий в физических свойствах фундамента. В Горной Осетии ниже-среднеюрские отложения подстилаются верхнепалеозойскими моласами, кварц-биотитовыми сланцами и амфиболитами среднего палеозоя, а также докембрийскими кристаллическими сланцами, образовавшимися по осадочно-вулканогенной толще. В западной части зоны фундамент сложен древнейшей на Кавказе бульгенской амфиболитовой свитой, а также метаморфическими сланцами фемического облика свит лаштракской, дамхурцевской, Чессу и хребта Армянского, с телами гнейсированных диоритов и серпентинитов.

*Ниже-среднеюрский структурный этаж.* Данный структурный этаж, в котором сконцентрировано медное и медно-цинковое оруденение, сложен аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В Горной Осетии в основании разреза залегает кистинская свита аспидных сланцев с редкими слоями кварцитовидных песчаников. В нижней ее части встречаются покровы альбитофиров, порфиритов и их туфы. Мощность свиты около 500 м. Выше расположена среднелейасовая циклаурская свита аргиллитов с обилием покровов, силлов, даек спилитов, плагиоклазовых порфиритов, диабазов, туфов (Лебедев, 1950). Мощность ее от 1000 до 2500 м. Без перерыва она сменяется тоар-ааленскими алевролитами и аргиллитами мощностью 2000—2500 м. Венчают разрез байосские алевролиты и песчаники мощностью 500—700 м.

В Дагестане мощность нижеюрских осадков, также представленных аспидной формацией, на левобережье р. Ахтычай 2 км, в верховьях р. Самур 3 км. Начиная с тоарского времени, бассейн в этом районе значительно дифференцировался и в его пределах происходило излияние основных лав. Ааленские отложения имеют мощность 2500—3000 м. Вблизи глубинного Ахтычайского разлома в верхнеааленских

толщах отмечены осадочно-вулканогенные пачки мощностью до 400 м. В верхнеааленских отложениях на всей территории Дагестана и Северного Азербайджана наблюдаются сидеритовые и пиритовые конкреции.

На Северо-Западном Кавказе разрез ниже-среднеюрских пород в пределах зоны сложен верхнелейасовой авахарской свитой с эффузивами основного и кислого состава, тоарскими аргиллитами и алевролитами мощностью 800 м, ааленскими породами: 1) чаталтапинской свитой алевролитов и аргиллитов с прослоями основных эффузивов (600—900 м); 2) свитой горы Индюк мощностью 2000 м (алевролиты и аргиллиты с мощными прослоями кислых эффузивов); 3) шишской свитой аргиллитов (800—1000 м).

Состав ниже-среднеюрских осадков на всей территории Приводораздельной зоны удивительно однообразен. Алевролиты и аргиллиты сложены обломками кварца и полевых шпатов, сцементированных глинистым серицитизированным цементом с примесью углефицированного органического вещества. Обычно (Рухин, 1961) считается, что накопление подобных формаций обусловлено выносом в море больших количеств материала с суши, разрушавшейся в условиях гумидного климата. Существует, однако, предположение, что генезис аспидных сланцев Кавказа связан и с вулканическими процессами (Кириллова, 1966).

*Магматизм.* Приводораздельная зона в ниже-среднеюрской геосинклинали является участком, где в отличие от периферических ее частей существенно проявился магматизм. В Горной Осетии широко развиты дайковая и эффузивная фации основных пород спилито-диабазовой формации. Они имеют в основном нижеюрский возраст, хотя отдельные дайки диабазов пересекают и ааленские отложения. Кроме спилитов, порфиритов, диабазов, микродиоритов, диабазовых пегматитов, здесь встречаются единичные тела ильменитовых габбро-диабазов и пироксенитов.

Большим разнообразием состава и фаций отличаются ниже-среднеюрские магматические породы северо-западного интервала Приводораздельной зоны. Самые древние из них среднелейасовые эффузивы имеют кварц-кератофировый состав и сопровождаются субинтрузиями кварцевых кератофиров и порфиритов. В отложениях ааленского возраста отмечены основные эффузивы чаталтапинской свиты и кислые свиты горы Индюк. Эффузивные породы сопровождаются дайками и силлами диабазов, порфиритов, габбро-диабазов и диоритов. Известны интрузии габбро, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, которые считают дифференциатами основной магмы.

Юрские магматические породы широко развиты и в Дагестане. Они представлены спилито-диабазовой формацией и отличаются незначительным различием состава, являя собой слабо расщепленную серию. Здесь отмечены эффузивы, субинтрузивные образования основного состава, небольшие массивы габбро, а также редкие дайки пироксенитов и гранит-порфиров тоарского и ааленского возраста.

В соответствии с миграцией к югу осевой части прогиба в том же направлении перемещались на Большом Кавказе во времени и области максимального вулканизма. Уже в байосское время как на северо-западе, так и на юго-востоке Большого Кавказа в областях, расположенных южнее участков проявления тоар-ааленского магматизма, произошли мощные излияния лав авгитовых и пироксеновых порфиритов.

*Структура зоны.* В системе альпийского мегантиклинория Большого Кавказа Приводораздельная зона приурочена к его ядерной части, имеющей сложную веерообразную структуру. В основных чертах подобное строение ниже-среднеюрский этаж зоны приобрел в предкелловейское время. В момент формирования оруденения Приводораздельная зона имела, по-видимому, синклиналию структуру, в которой, как предполагает Г. Д. Ажгирей (1960б), имела место конседиментацион-

ная складчатость. В предкелловейское время в пределах зоны произошла инверсия движений, сопровождавшаяся складкообразованием. При вертикальных перемещениях в сарматское и мэотическое время складчатая система была значительно осложнена разрывами.

Сложно построенная складчатая структура зоны разбита многочисленными разломами. Наиболее значительные из них две серии. Первая прослеживается по северной границе зоны и включает Бурон-Ларский и Тугупсинский глубинные разломы, вторая объединяет нарушения, которые имеют собирательное название Надвиг Южного склона. В Дагестанском интервале к югу от ядерной части антиклинория прослеживается региональный Ахтычайский разрыв, падающий на север и контролирующий, как и в более западных интервалах зоны, магматизм и оруденение. Главные разломы сопровождаются серией параллельных более мелких разломов, вмещающих дайки и рудные жилы. В пределах тектонических блоков северо-западного простирания иногда наблюдаются поперечные разломы, которые, возможно, отвечают глубоко залегающим структурам. Основные рудоконтролирующие и рудовмещающие нарушения в Приводораздельной зоне имеют общекавказское простирание.

*Эндогенное оруденение.* В пределах Приводораздельной металлогенической зоны известны многочисленные месторождения и рудопроявления меди, цинка и свинца, относящиеся к трем типам и пяти рудным формациям (табл. 12).

Таблица 12

Генетические типы месторождений Приводораздельной зоны

Генетический тип	Рудная формация
Скарновый	1. Пироксен-гранатовые скарны с магнетитом и пирротином 2. Геденбергит-актинолитовые скарны с пирротином, халькопиритом и сфалеритом (скарновая медно-цинковая)
Гидротермальный	1. Медно-пирротиновая 2. Кварц-халькопиритовая
Месторождения комплексного типа: осадочно-эксгальционнно-гидротермальные	Колчеданно-полиметаллическая (медно-свинцово-цинковая)

В пределах зоны встречаются также рудопроявления свинца и цинка жильного типа, обычные для прилегающей с севера области с полиметаллическим оруденением. По морфологическому признаку медные и колчеданно-полиметаллические месторождения подразделяются на жильные и пласто- или линзообразные. Известные промышленные объекты относятся только ко второму типу.

Большая часть медных и медно-цинковых рудопроявлений и месторождений залегает в ниже-среднеюрском структурном этаже, некоторые жильные проявления встречаются и в более древних породах на периферии зоны или в приподнятых блоках типа Атамажинского горста. Такие месторождения, как Филизчай и Кизил-Дере с пласто- и линзообразными рудными телами, залегают на тех же стратиграфиче-

ских уровнях, что и эффузивные образования в близлежащих районах. Жильные рудопроявления, сложенные продуктами относительно более поздних фаз рудообразования, пересекают дайки диабазов и гранит-порфиоров. Скарны, для которых характерна тесная ассоциация с пирротиновыми жилами с халькопиритом, располагаются по контактам габбро-диоритовых интрузий.

Контуры распространения медного оруденения в Приводораздельной зоне в общих чертах совпадают с контурами распространения магматических пород. Структурное положение медного и медно-цинкового оруденения определяется главными разрывными нарушениями. Локальные узлы концентрации месторождений приурочиваются к участкам повышенной тектонической нарушенности, которыми бывают узлы сочленения продольных и поперечных структур, и к антиклинальным структурам.

В связи с отмеченными особенностями месторождения Приводораздельной зоны распределены по площади неравномерно. Наиболее крупными территориальными единицами, которые разделены безрудными промежутками и приурочены к кулисам региональных рудоконтролирующих нарушений, являются Юго-Восточная (Дагестанская), Центральная (Адайхох-Дарьяльская) и Северо-Западная (Шахе-Санчарская) подзоны.

### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ (ДАГЕСТАНСКАЯ) ПОДЗОНА

Юго-Восточная подзона Приводораздельной металлогенической зоны объединяет месторождения и рудопроявления меди, располагающиеся в Главном хребте Большого Кавказа восточнее р. Аргун. В этой подзоне, кроме дагестанских, находятся и известные азербайджанские месторождения Филлизчай, Катех, Кацдаг и др. Подзона пространственно совпадает с Кахетинским диабазовым поясом, представляющим собой кулису региональной полосы ниже-среднеюрских изверженных пород, протягивающуюся вдоль всего Большого Кавказа.

#### *Геологическое строение*

**Стратиграфия.** В геологическом строении подзоны принимают участие породы плинсбахского, тоарского и ааленского ярусов. Отложения плинсбахского возраста развиты в северо-западной части Горного Дагестана, в бассейнах рек Аварского и Андийского Койсу и в Главном хребте, в районе Кодорского перевала. Плинсбахский ярус сложен рассланцованными плотными аргиллитами (4000 м), содержащими в районе Кодорского перевала туфогенный материал. В его верхней части прослой алевролитов и песчаников встречаются чаще, чем в нижней.

Тоарский ярус пользуется наибольшим распространением в северо-западных и центральных районах Горного Дагестана и представлен всеми подъярусами: нижним, средним и верхним. Нижний тоар (600—1000 м) сложен плотными темно-серыми аргиллитами, включающими тонкие прослой серых алевролитов и песчаников, количество которых вверх по разрезу уменьшается. Средний тоар характеризуется двучленным строением: нижняя часть песчаниковая (40—600 м), верхняя существенно глинистая (500—1600 м). Среди песчаников встречаются линзы гравелитов и конгломератов. Глинистая часть разреза среднего тоара представлена темно-серыми аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В аргиллитах наблюдаются включения сингенетического (?) пирита.

Верхнетоарские отложения испытывают значительную фациальную изменчивость. На северном склоне Бокового хребта верхнетоарский подъярус на 50—65% сложен песчано-алевролитовыми породами.

Мощность этих отложений 1400—3700 м. На южном склоне Бокового хребта и в его центральных районах аналогичный песчаниковый разрез (600—1700 м) наблюдается лишь в нижней части верхнего тоара, выше залегают темно-серые аргиллиты (700—1850 м) с тонкими прослоями алевролитов и редкими пластами песчаников. В последних иногда встречаются линзы гравелитов и конгломератов. На северном склоне Главного хребта верхний тоар целиком представлен переслаиванием темно-серых аргиллитов и серых алевролитов мощностью 2450—4000 м.

В средней части тоарского яруса вблизи Главного (Ахтычайского) разлома встречаются эффузивные образования небольшой мощности, представленные спилитами, андезито-базальтами и др.

Широко развиты в Дагестане ааленские отложения, которые характеризуются фациальной изменчивостью. Нижний аален (900—5400 м) на северном склоне Бокового хребта сложен песчаниками, перемежающимися с аргиллитами и алевролитами. Песчаность в разрезе достигает иногда 70—80%. В центральных районах Бокового хребта и на его южном склоне отложения нижнего аалена мощностью 2800—3650 м представлены аргиллитами и алевролитами с толщиной песчаников (200—450 м) в верхней половине разреза.

Верхний аален в Северо-Западном Дагестане сложен переслаивающимися аргиллитами и известковистыми алевролитами (120 м). В Центральном Дагестане песчаность этих отложений увеличивается, а мощность достигает 700 м. В Юго-Восточном Дагестане нижние две трети разреза верхнего аалена сложены аргиллитами, содержащими обилие сидеритовых конкреций и тонкие прослои алевролитов. Верхняя треть верхнеааленского разреза в этих районах представлена чередованием алевролитов, аргиллитов и песчаников, причем на северном склоне Главного хребта это чередование имеет флишоидный характер. Мощность верхнеааленских образований варьирует в широких пределах: на северном склоне Бокового хребта 2600 м, в его центральной части до 1700 м, на северном склоне Главного хребта 2250—4400 м. В породах верхнего аалена вблизи Главного (Ахтычайского) разлома залегают покровы спилитов, вариолитов и андезито-базальтов мощностью 10—200 м.

Байосский ярус в северо-западных и центральных районах Горного Дагестана сложен аргиллитами, переслаивающимися с известковыми алевролитами. Мощность его 400—500 м. К юго-востоку песчаность байоса увеличивается, а мощность достигает 1100 м. На северном склоне Главного хребта (Юго-Восточный Дагестан) байосский ярус существенно песчанистый. Среди мощных (до 100 м) пластов песчаников наблюдаются пачки аргиллитов и алевролитов. Обломочный материал, слагающий песчаники, неокатан и неотсортирован. Среди кластического материала псаммитовых пород часто встречаются обломки эффузивных пород основного состава. Мощность этих пород 550—900 м.

Батский ярус (до 300 м) в Северо-Западном Дагестане представлен тонким чередованием известковистых алевролитов и аргиллитов с отдельными пластами песчаников. На северном склоне Главного хребта в Юго-Восточном Дагестане батский ярус (480 м) характеризуется переслаиванием преобладающих аргиллитов с алевролитами и песчаниками.

Заканчивая краткое описание ниже- и среднеюрских отложений Дагестана, следует отметить их характерные черты: 1) осадочные толщи имеют согласные контакты. Перерыв в осадконакоплении наблюдается только в Северо-Западном Дагестане на границе аалена и байоса; 2) карбонатность пород заметно увеличивается вверх по разрезу; 3) конкреции глинисто-карбонатного состава присутствуют во всех

ниже-среднеюрских породах, но широкое их развитие наблюдается в глинистых отложениях верхнего аалена; 4) рассеянные включения сингенетичного (?) пирита наблюдаются в плинсбахских и ниже-средне-тоарских существенно глинистых породах; 5) эффузивные образования основного состава развиты в отложениях тоара и верхнего аалена, а туфогенный материал встречен в плинсбахском ярусе.

Структура Дагестанской подзоны. Горный Дагестан расположен в восточной части мегантиклинория Большого Кавказа,

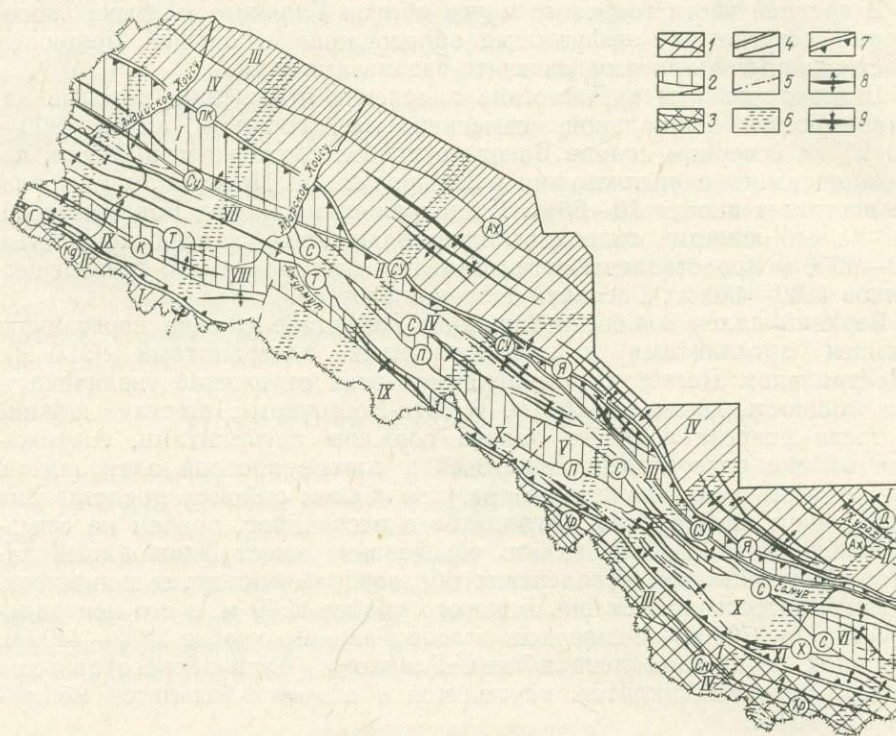


Рис. 35. Тектоническая схема Горного Дагестана. По Ю. А. Кузнецову и Г. И. Иванову.  
 I — северное крыло мегантиклинория: I — Джуфидагский антиклинорий, II — Бейбулагский синклинорий, III — Гуниб-Ботлихская моноклираль, IV — антиклинорий Самурского хребта; 2 — ядро мегантиклинория: I — Хваршинская ступень, II — Каларасохская ступень, III — Самурская ступень, IV — Хултайдагский горст-антиклинорий, V — Гилямущий грабен, VI — Шалбуздагский синклинорий, VII — горст-антиклинорий Бокового хребта, VIII — Бежетинский грабен, IX — горст-антиклинорий Главного хребта, X — Оттальский горст-антиклинорий, XI — Хновская ступень; 3 — южное крыло мегантиклинория: I — Курдульская ступень, II — Кодорский горст, III — Гдымская ступень, IV — Ковдагский синклинорий; 4 — разломы конседиментационные и другие глубокого заложения: Пк — Предкейдыйский, Я — Ялакский, СУ — Сагадинско-Урджский, Г — Главный (Ахтычайский), Д — Друштульский, АХ — Агвалинско-Хпеджский, С — Самурский, П — Пирский, Т — Гляртинский, К — Кичитлинский, Х — Хновский, Кд — Кодорский, Хр — Хурайский, Сн — Сенабидагский; 5 — второстепенные разломы; 6 — зоны влияния глубинных поперечных разломов; 7 — границы ядра мегантиклинория Большого Кавказа; 8 — оси антиклинальных складок; 9 — оси синклинальных складок

в строении которого принимают участие три структурных этажа: ниже-среднеюрский, верхнеюрский — меловой и неогеновый (рис. 35). Два последних имеют ограниченное распространение и здесь дается описание только ниже-среднеюрского этажа.

На фоне общей структуры (мегантиклинория Большого Кавказа) выделяются три структурных элемента второго порядка: северное крыло мегантиклинория (северные отроги Бокового хребта), его ядро (Боковой хребет) и южное крыло (Главный хребет). Они различаются по относительному положению в современном геологическом плане и ранее были разобщены региональными разломами, влиявшими на ход осадконакопления. Эти конседиментационные разломы достаточно четко проявились в предкелловейский этап складчатости, когда была зало-

жена основа современной структуры района. Так, северное крыло мегантиклинория и его ядро граничат по Уруджскому и Предкейдынскому региональным разломам, ядро и южное крыло — по Главному Кавказскому (Ахтычайскому) разлому.

Весь Горный Дагестан характеризуется полной складчатостью, принадлежащей к складчатости общего смятия. Наиболее интенсивная складчатость проявилась в местах выхода древних (нижнеюрских) глинистых пород в пределах ядра мегантиклинория, где широко развиты изоклинальные, опрокинутые к периферии мегантиклинория складки. Менее интенсивная складчатость наблюдается на крыльях мегантиклинория и на восточном его погружении, где развиты среднеюрские отложения; здесь складки становятся пологими, дугообразными, иногда корбчатыми. Разломы, заложившиеся в предкелловейское время и оперяющие их более мелкие дизъюнктивные нарушения усложнили складчатую структуру, которая приобрела складчато-глыбовый характер.

В каждой из структур второго порядка выделяются более мелкие горсты, грабены и ступени. В строении ядра мегантиклинория в Северо-Западном Дагестане принимают участие (с севера на юг): Хваршинская ступень, горст-антиклинорий Бокового и Главного хребтов, разделенные Бежетинским грабеном. В восточном направлении Хваршинская ступень сменяется Каларасохской ступенью, а продолжением горст-антиклинориев Бокового и Главного хребтов к востоку от выклинивания Бежетинского грабена (от меридиана горы Гутон) является Оттальский горст-антиклинорий. К северу от последнего в Присамурском районе выделяются Гилямушский грабен, Хултайдагский горст-антиклинорий и Самурская ступень. В Юго-Восточном Дагестане к югу от Оттальского горст-антиклинория располагается Хновская ступень. На восточном погружении ядра мегантиклинория продолжением Гилямушского грабена является Шалбуздагский синклинорий.

На северном крыле мегантиклинория выделяются (с юга на север): антиклинорий Самурского хребта, который на западе граничит с Гуниб-Ботлихской моноклиалью, а на юге к северу от него выделяются Бейбулагский синклинорий и Джуфидагский антиклинорий.

В южном крыле мегантиклинория непосредственно к югу от ядра располагается Курдульская ступень, ограниченная с юга Хурайским разломом (на востоке) и Кодорским взбросом (на западе). Южнее нее выделяются Гдымская ступень и Ковдагский синклинорий, а на западе Кодорский горст. Хурайский разлом в западном направлении «уходит» на южный склон Главного хребта, срезая Кодорский взброс; он же является южной границей распространения магматических образований и, по-видимому, начиная с байосского времени выполнял роль шовной зоны, по которой произошло разделение геосинклинального бассейна на две области.

В структурном плане Горного Дагестана, кроме общекавказской зональности, намечается и поперечная, обусловленная расколами доюрского фундамента и влиявшая на осадконакопление. Она улавливается при тщательном анализе мощностей и фаций и интерпретации геофизических данных. В юрском осадочном чехле поперечные расколы фундамента выражены в виде крутых флексур, сопровождающихся зонами повышенной трещиноватости, погружением осей складок. Конседиментационные поперечные разломы, разделяющие блоки, прослеживаются через все структуры общекавказского простирания, однако в каждой из них проявляются по-разному. В Горном Дагестане с запада на восток выделяются следующие поперечные блоки: Аргунский, Богосский, Джоахорский, Гутонский, Верхнесамурский, Рутульский и Зуранчайский. Направление движений этих блоков по отношению друг к другу как в нижнеюрское время, так и в период инверсии было различным.

По времени заложения они, вероятно, являются близко одновременными с геосинклинальным прогибом, т. е. нижнеюрскими.

Структурно-фациальные особенности. Ведущая роль в структурном плане Горного Дагестана принадлежит конседиментационным разломам общекавказского простираня, обусловившим его разделение еще в период осадконакопления на три структурно-фациальные зоны. Эти разломы в свою очередь ограничивают ядро мегантиклинория Большого Кавказа с севера и с юга. Ядру мегантиклинория, ограниченному с юга Главным Кавказским (Ахтычайским) и с севера Уруджским и Предкейдынским разломами, соответствует Метлюта-Ахтычайская, или Центральная, фациальная зона. Северному крылу мегантиклинория соответствует Агвали-Хивская, или Северная, а южному — Южная (Главного хребта) фациальные зоны.

В ниже- и среднеюрское время в Северной фациальной зоне накапливались прибрежно-морские существенно песчаные (с углями) осадки, в Центральной — мелководно-морские алевроито-глинистые отложения, в Южной — относительно глубоководные морские существенно глинистые и флишоидные (терригенные) осадки.

В восточных районах Горного Дагестана верхнетоар-ааленские отложения, развитые в Центральной зоне, характеризуются меньшими мощностями, чем в Северной и Южной фациальных зонах. В западных районах Дагестана наблюдается обратная картина.

В Южной фациальной зоне в полосе, ограниченной с севера Главным (Ахтычайским) и с юга Хурайским разломами, в ниже-среднеюрское время в небольших масштабах проявился эффузивный вулканизм. Подводное излияние лав основного состава, тоже в небольших масштабах, происходило и в Центральной зоне в тоарское время в районах, расположенных вблизи Главного (Ахтычайского) разлома.

Наличие сингенетического пирита в существенно глинистых отложениях плинсбахского, ниже- и среднетоарского возраста в Центральной фациальной зоне и обилие конкреций сидерита в глинистых отложениях верхнего аалена в восточных районах Дагестана свидетельствуют о восстановительном характере среды осадконакопления.

Следует отметить, что наиболее значительные месторождения и рудопроявления меди, свинца и цинка, выявленные на Восточном Кавказе (Филизчайское, Катехское, Кизил-Дере, Курдульское, Мачхалорское) располагаются в существенно глинистых относительно глубоководных отложениях, накопление которых происходило в условиях восстановительной среды при проявлении незначительного подводного вулканизма.

Магматизм. На территории Дагестанской подзоны широко распространены магматические породы, представленные эффузивными покровами, силлами и дайками основного и редко кислого состава. Они образуют единый неоднократно разветвляющийся пояс общекавказского простираня, одна из ветвей которого, протягивающаяся от р. Аварское Койсу к горе Диклос-Мта и далее к Дарьяльскому ущелью, названа Л. А. Варданянцем Казбекским диабазовым поясом, а ответвляющаяся от него южная полоса концентрации даек — Кахетинским.

Эффузивные и интрузивные породы Дагестана образуют тесно связанные в пространственном, генетическом и возрастном отношении ассоциации, которые объединяются нами в три магматических комплекса: позднеатоарский, позднеааленский и предположительный посленааленский (верхнеюрский) (Долгих, Черницын, 1971). Признаки магматической деятельности установлены также и для плинсбахского времени (Б. П. Лучников).

Позднеатоарский магматический комплекс. Позднеатоарский комплекс объединяет: 1) покровы спилитов, диабазов, долеритов, изредка вариолитов; 2) близповерхностные субэффузивные залежи

диабазов, долеритов, габбро-долеритов, габбро-диабазов и вариолитов; 3) ассоциирующие с ними дайки долеритов, диабазов и диабазовых порфиритов.

Тоарские изверженные породы протягиваются к северу от Главного Кавказского (Ахтычайского) разлома в виде узкой прерывистой полосы северо-западного простирания от истоков р. Курдул до верховьев р. Кокзебор (левый приток р. Джурмут). Западнее они максимально развиты в бассейнах рек Джоахор, Маччалор, Тахор, Бакадухор и правых притоков р. Химрик, продолжаясь в Северную Кахетию. Возраст силлов и покровов однозначно определяется их залеганием в фаунистически охарактеризованной ногабской свите. Тоарский возраст даек устанавливается по следующим признакам: 1) они прорывают только нижнюю часть верхнетоарской ногабской свиты и выше по

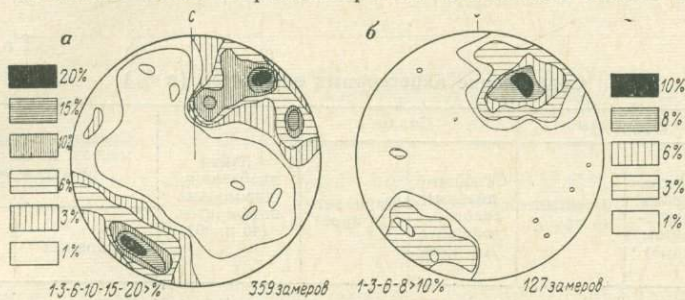


Рис. 36. Диаграммы элементов залегания даек (а) и рудных жил (б). По К. С. Дивакову и М. Б. Дзетовецкому.  
Изолинии плотностей распределения проекций осей проведены: а — 20—15—10—6—3—1%; б — 10—8—6—3—1%.

разрезу не встречаются; 2) дайки диабазов тоарского комплекса пересекаются ааленскими дайками основных пород; 3) силлы, покровы и комагматичные им дайки участвуют в складчатости и деформированы интенсивнее других изверженных пород.

*Эффузивная фация* комплекса представлена шаровыми лавами диабазов, диабазовых порфиритов, долеритов, спилито-диабазов, спилитов и вариолитов. Мощность покровов колеблется от первых метров до 90 м в междуречье Маччалор — Джоахор, а общая мощность эффузивно-осадочной толщи достигает здесь 800 м. Рудные акцессорные минералы в спилитах представлены мелкой, часто пылевидной рассеянной вкрапленностью магнетита, титаномагнетита и пирита.

*Силловая субэффузивная фация* представлена габбро-диабазами, диабазами, долеритами, долеритовыми порфиритами, реже вариолитами и породами, переходными от диабазов к вариолитам. Мощность их тел колеблется от десятков сантиметров до 100 м. Габбро-диабазами сложены внутренние части более мощных (15 м и более) интрузивных залежей (реки Курдул, Аттагай, Диндичай, Джоахор, Маччалор и др.). Их приконтактные зоны сложены диабазами. Вариолиты отмечены в междуречье Аттагай — Диндичай, на левом склоне долины р. Диндичай, в долинах рек Маччалор и Джоахор. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и пиритом.

*Дайковая фация* позднеотоарского комплекса представлена диабазами и диабазовыми порфиритами. Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до 45 м, а протяженность от десятков метров до 3,5 км. Для даек характерно северо-западное и субширотное простирание (рис. 36). Исключительно широко развиты они в верховьях рек Маччалор, Баараор, Бакадухор и Химрик, прослеживаясь далее в Северной Кахетии. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, реже гранатом.

Химический состав основных пород позднеарского комплекса соответствует среднему составу диабазов и долеритов по Р. Дэли, отличаюсь меньшими содержаниями трехвалентного железа и калия. Близость химических составов основных пород эффузивной, силловой и дайковой фаций свидетельствует об однородности родоначальной магмы. Более существенны различия в составе габбро-диабазов, диабазов и долеритов интрузивных залежей по сравнению с вариолитами. Химический состав вариолитов приближается к таковому дацитов, но их структурно-петрографическое отличие существенно. Промежуточные между диабазами и вариолитами породы имеют химический состав, близкий к андезито-базальтовому.

Изучение распределения в породах комплекса акцессорных элементов показывает (табл. 13), что содержание Na, Co, V, Cr, Zr, Zr, Zr,

Таблица 13

Содержание акцессорных элементов (в %)

Элементы	Эффузивы		Силлы		Дайки диабазов и диабазовых порфиритов (40 проб)	Средние содержания элементов, по А. П. Виноградову, в породах	
	Диабазы, долериты, спилито-диабазы (7 проб)	Вариолиты (5 проб)	Габбро-диабазы, диабазы, долериты (106 проб)	Вариолиты (18 проб)		основных	кислых
Ni	0,004	0,003	0,004	0,0012	0,045	0,016	0,0008
Co	0,003	0,003	0,003	0,0016	0,003	0,0045	0,0005
V	0,015	0,007	0,016	0,0056	0,014	0,02	0,004
Cr	0,007	0,007	0,009	0,0016	0,0144	0,02	0,0025
Zr	0,003	0,002	0,0035	0,007	0,0025	0,01	0,02
Cu	0,005	0,007	0,008	0,005	0,016	0,01	0,002
Pb	—	—	0,0005	0,0007	0,0009	0,0008	0,002
Zn	0,007	0,007	0,0083	0,007	0,037	0,013	0,016
Sn	—	—	—	0,0007	Спорад.	0,0015	0,0003
Ga	0,002	0,001	0,002	0,0025	0,002	0,0018	0,002
Be	0,0004	0,0007	0,0005	0,0027	0,003	0,00004	0,00055
Sc	0,0015	0,001	0,0014	0,0008	0,001	0,0024	0,0003
Y	0,003	0,003	0,004	0,0022	0,003	0,002	0,0004
Yb	0,0007	0,0007	0,0068	0,0008	0,0005	0,0002	0,0004
Sr	0,02	0,02	0,022	0,022	0,021	0,044	0,03
Ba	0,01	0,02	0,021	0,02	0,013	0,03	0,83

Sc, Sr и Ba в основных породах позднеарского комплекса меньше кларка в основных породах по А. П. Виноградову (1962). В вариолитах содержания Ni, Co, V, Cu и Sc больше, а Zr, Pb, Sr и Ba меньше, чем средние содержания их в кислых породах.

Позднеааленский магматический комплекс. Формирование позднеааленского комплекса произошло в три фазы (табл. 14).

В I фазу образовались редко встречающиеся субмеридиональные дайки диабазовых порфиритов и диабазов, развитые в бассейнах рек Бакадур, Баараор и Тахор и залегающие только в тоарских отложениях. Протяженность их от 2 до 5 км при мощности от первых метров до 40 м. Они пересекают дайки диабазов и диабазовых порфиритов позднеарского комплекса, имеющих северо-западное и широтное простирание, и сами пересекаются ааленскими основными дайками и гранодиоритами. Из акцессорных минералов в дайках отмечены магнетит, ильменит и пирит. Содержание акцессорных элементов в диабазах I фазы приведено в табл. 15.

Наиболее распространены в Дагестане магматические образования II фазы позднеааленского комплекса, представленные покровами диабазов, спилито-диабазов и спилитов с небольшим количеством варио-

Схема расчленения позднеааленского комплекса

Фазы	Фации	Типы пород
I	Дайковая	Диабазовые порфириды, диабазы
II	Эффузивная	Спилито-диабазы, спилиты, диабазы, вариолиты
	Силловая субэффузивная	Диабазы, габбро-диабазы с обособлениями пикрито-диабазов и монцонито-диабазов
	Дайковая	Диабазы, диабазовые порфириды, долерито-диабазы, кварцевые диабазы
III	Дайковая и жильная	Гранит-порфиры, гранофиры, аплиты, гранодиориты, граниты, плагиоаплиты и плагиограниты

литов, субэффузивными образованиями — силлами диабазов и габбро-диабазов, а также дайками диабазов, диабазовых порфиритов, долерито-диабазов, кварцевых и оливиновых диабазов.

*Эффузивная фация II фазы* представлена в основном шаровыми лавами диабазов, диабазовых порфиритов, спилито-диабазов, спилитов и вариолитов. Покровы и силлы развиты непосредственно к югу от контролирующего их Главного Кавказского разлома, вытягиваясь в виде прерывистого пояса общекавказского простираения от долины р. Галагатхет на юго-востоке до долины Чамра-Дере на северо-западе и далее прослеживаясь на территории Азербайджана и Грузии. Мощность покровов колеблется от первых до десятков метров, достигая в истоках р. Коледж 200 м. Из рудных минералов в породах присутствуют в виде пылевидной вкрапленности магнетит, ильменит, титаномagnetит и пирит.

Подстилающие эффузивы осадочные породы обычно в большей или меньшей степени окремнены (окварцованы), реже карбонатизированы. Перекрывающие эффузивы осадочные породы вторичных изменений не обнаруживают.

*Силловая субэффузивная фация*, распространенная шире эффузивов, представлена преимущественно диабазами и габбро-диабазами (до габбро). Ими сложены в основном все силлы, наблюдающиеся непосредственно к югу от Главного Кавказского разлома от р. Галагатхет на юго-востоке до р. Чамра-Дере на северо-западе. Наиболее крупные из них известны под названиями Галагатхетской, Муранидеринской, Ахвай-Хурайской, Дадианской, Хачхачской, Коледжской, Диндидагской, двух Даккичайских и Гудурдагской интрузивных залежей. Мощность силлов меняется от нескольких дециметров до 180 м (Ахвай-Хурайский интрузив).

В участках максимальной мощности интрузивных залежей, расположенных в нижнем течении р. Галагатхет, на южном склоне горы Диндичай, на водоразделе рек Даккичай и Талачай и в других местах отмечена их дифференциация. В придонных частях наблюдаются линзовидные обособления оливиновых диабазов, пикрито-диабазов и пикритов, являющихся продуктами гравитационно-кристаллизационной дифференциации основной магмы (Долгих и др., 1968). Аналогичные

Содержание аксессуарных элементов в породах I, II и III фаз (в %)

Элементы	I фаза	II фаза						III фаза	Среднее содержание элементов. по А. П. Виноградову в породах		
	Дайки	Эффузивы	Силлы	Дайки			Дайки				
	Диабазовые порфириты (20 проб)	Спилито-диабазы (41 проба)	Габбро-диабазы, диабазы (84 пробы)	Оливиновые диабазы, пикрито-диабазы, пикриты (16 проб)	Кварцевые диабазы (28 проб)	Диабазы, диабазовые порфириты, долерито-диабазы (125 проб)	Оливиновые диабазы (16 проб)	Гранит-порфиры, гранодиориты, аплиты (40 проб)	ультраосновных	основных	кислых
Ni	0,007	0,007	0,006	0,05	0,001	0,006	0,023	0,006	0,2	0,016	0,0008
Co	0,003	0,0027	0,0025	0,006	0,002	0,003	0,003	0,0014	0,02	0,0045	0,0005
V	0,011	0,018	0,014	0,01	0,013	0,015	0,01	0,0046	0,004	0,02	0,004
Cr	0,015	0,013	0,01	0,04	0,004	0,014	0,02	0,0025	0,2	0,02	0,025
Cu	0,009	0,0046	0,003	0,004	0,004	0,007	0,005	0,0065	0,002	0,01	0,002
Pb	0,0008	0,0007	Спорад.— 0,001	Не обн.	Спорад.— 0,001	0,001	Не обн.	0,0011	0,00001	0,0008	0,002
Zn	0,007	0,007	0,005	0,007	0,007	0,007	0,0066	0,0054	0,003	0,013	0,006
Sn	Спорад.— 0,002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Спорад.— 0,0001	0,00005	0,00015	0,0003
Be	0,0004	0,0005	0,0005	0,0003	0,0006	0,0007	0,0004	0,0007	0,00002	0,00004	0,00055
Sr	0,023	0,029	0,025	0,006		0,015	0,017	0,02	0,001	0,044	0,03
Ba	0,017	0,04	0,05	0,01	0,02	0,016	0,01	0,019	0,0001	0,03	0,083

породы описывались М. А. Кашкаем (1962) в прилегающих районах южного склона Главного Кавказского хребта. Во внутренней габбро-диабазовой зоне Ахвай-Хурайской, реже в Диндидагской залежей отмечаются обособления монцитито-диабазов. Из аксессуарных минералов в габбро-диабазе присутствуют магнетит, ильменит, титаномагнетит, апатит, сфен, рутил и пирит.

Контактовое воздействие интрузивных залежей на вмещающие аргиллиты (ороговикование, осветление, уплотнение) находится в прямой зависимости от их мощности. Мощность измененных зон меняется от сантиметров до 12—15 м.

Покровы и силлы основных пород позднеааленского комплекса залегают в отложениях верхней части верхнеялахкамской подсвиты верхнего аалена и вместе с вмещающими породами в предкелловейский этап складкообразования были интенсивно смяты в складки.

*Дайковая фация II фазы* позднеааленского комплекса представлена: 1) диабазами, долерито-диабазами, долеритами и их порфиридами (75% общего объема пород); 2) кварцевыми диабазами и диабазовыми порфиридами; 3) оливиновыми диабазами.

Дайки диабазов, долерито-диабазов и диабазовых порфиритов II фазы позднеааленского комплекса широко распространены к северу от Главного Кавказского разлома. Они контролируются ветвящейся системой разрывов и прослеживаются от верховьев р. Усучай на юго-востоке в долину р. Ахтычай, верховья рек Самур и Джурмут, в долины рек Симбирис-Хеви и Андийское Койсу на северо-западе. Протяженность даек колеблется от нескольких десятков метров до первых километров, а мощность — от 10—12 см до 15 м. Залегают дайки в отложениях нижнего аалена, а также среднего и нижнего лейаса. Отдельные дайки долерито-диабазов отмечены также в породах верхнеялахкамской подсвиты верхнего аалена непосредственно ниже покровов спилито-диабазов и силлов диабазов и габбро-диабазов (гора Гудурдаг, истоки р. Даккичай, гора Диндидаг и др.).

Возраст даек основных пород позднеааленского комплекса определяется на основании: 1) пересечения ими юрских пород вплоть до верхов верхнеялахкамской подсвиты верхнего аалена включительно. Выше их по разрезу в самых верхах верхнеялахкамской подсвиты залегают силлы диабазов и габбро-диабазов. Венчают разрез покровы спилито-диабазов, выше которых дайки отсутствуют; 2) тождественности химического состава, элементов-примесей и аксессуарных минералов с такими позднеааленскими эффузивов; 3) пересечения дайками конседиментационных и приразломных складок и участия, наряду с силлами и покровами, в складчатости предкелловейского и более поздних этапов (рис. 37).

Кварцевые и оливиновые диабазы имеют меньшее распространение. Первые из них развиты в бассейне р. Ахтычай. Здесь ими сложены как самостоятельные дайки, так и периферические части сложных даек.

Химический состав пород позднеааленского комплекса характеризуется широкими вариациями содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  с отклонениями их от состава нормальных диабазов по Р. Дэли в сторону кварцевых диабазов, монцитито-диабазов и пикритов. Значительная часть диабазовых пород комплекса обогащена магнием, что

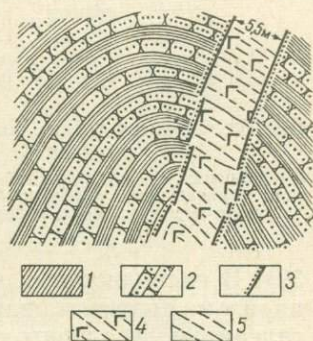


Рис. 37. Деформация дайки при послыном проскальзывании в процессе складкообразования. Левый склон долины р. Гдымчай.

1 — расланцованные аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — зона ороговикования; 4 — расланцованные долерит-диабазы; 5 — трещины расланцевания

выражается в развитии в них магнезиальных оливина, меньше ромбического пироксена. Средние содержания аксессуарных элементов в породах II фазы по данным приближенных количественных спектральных анализов проб приведены в табл. 15. Оливинсодержащие дифференциаты основной магмы сравнительно обогащены Ni, Co, Cr и обеднены V, Ga, Be, So и Ba.

Различия в химизме пород позднеааленского и позднетюрского комплексов, по-видимому, обусловлены произошедшей дифференциацией магматического очага.

Породы III фазы формирования позднеааленского комплекса представлены гранит-порфирами, гранофирами, гранит-аплитами и аплитами (бассейны рек Ахтычай, Джурмута, Бакадухора и Баараора), пересекаемыми дайками диабазовых порфиритов, диабазов и кварцевых диабазов I и II фаз с образованием сложных даек (рис. 38,

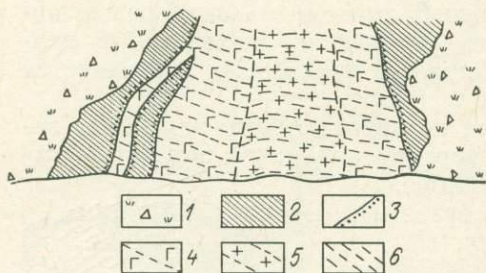


Рис. 38. Сложная дайка. Долина р. Огалматхет.

1 — делювий; 2 — аргиллиты; 3 — ороговикованит; 4 — кварцевые диабазы; 5 — гранофиры, гранит-порфиры; 6 — трещины кливажа

39). В гранодиоритах и гранитах аксессуарные минералы представлены пиритом, апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом, реже рутилом, галенитом, сфалеритом и гранатом. В кислых породах сложных даек содержатся эллипсоидальные и округлые обособления графита с пиритом, реже с кварцем и хлоритом. Из вторичных минералов распространены серицит, кварц, хлорит, карбонат, актинолит, реже барит. Химический состав кислых пород комплекса характеризуется значительными вариациями содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , FeO, MgO, CaO и особенно  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и они часто отличаются от обычных кислых изверженных пород. Средние содержания аксессуарных элементов в породах III фазы приведены в табл. 15.

Послеааленский (доверхнетюрский) магматический комплекс. К этому предположительно выделяемому комплексу отнесены единичные дайки диабазов среднего течения р. Ахтычай, возраст которых предполагается по пересечениям ими сложных даек позднеааленского комплекса. Возможно, что они являются отголоском байосского магматизма, проявившегося на южном склоне Главного Кавказского хребта (Дзоценидзе, 1948). Из аксессуарных минералов в породах послеааленского комплекса наблюдаются магнетит, ильменит, пирит, реже апатит, циркон и рутил. Химический состав диабазов послеааленского комплекса отличается от более древних повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  и FeO.

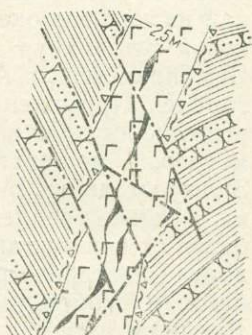


Рис. 39. Взаимоотношение дайки долерито-диабазов и карбонатно-кварцевой жилы с сульфидами. Левый берег р. Ахтычай у устья р. Гдымчай.

1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — долерито-диабазы; 4 — рудная жила; 5 — зона брекчирования; 6 — разрывы

### Рудные районы

Медные месторождения и рудопроявления Горного Дагестана концентрируются в трех пространственно обособленных интервалах подзоны, выделенных как рудные районы: Хнов-Борчинском, Самурском и Аварском.

## Хнов-Борчинский рудный район

### Геологическое строение

Хнов-Борчинский рудный район, расположенный в верхней части бассейна р. Ахтычай, приурочен к южному крылу Шахнабад-Мазинского антиклинория, сложенного породами ааленского яруса. Аален-

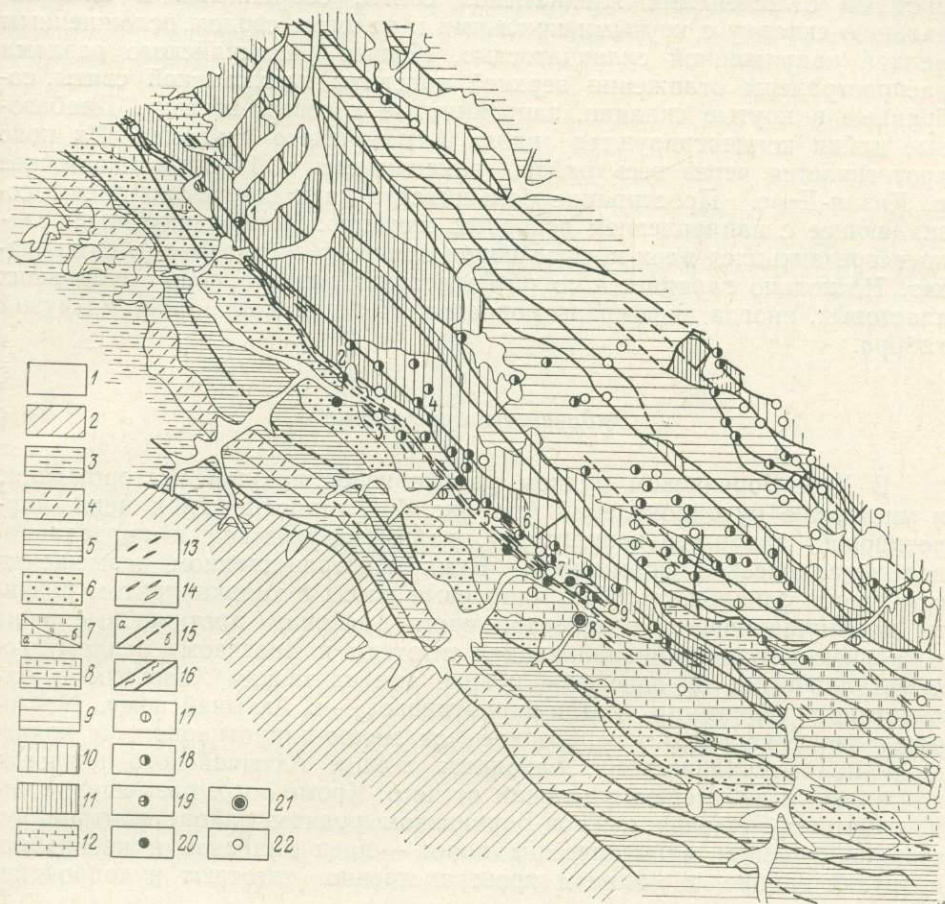


Рис. 40. Схема строения Хнов-Борчинского рудного района. По Г. И. Иванову.

1 — четвертичные образования; 2 — верхняя юра, существенно карбонатные породы; 3 — бат, алевролиты, песчаники, аргиллиты; 4 — байос, аргиллиты, алевролиты, песчаники; 5 — кимихурская свита, алевролиты, песчаники, аргиллиты; 6 — гепцайская свита, аргиллиты с тугенштейнами; 7 — ялахкамская свита: а — верхняялахкамская подсвита. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. На Главном хребте — аргиллиты, покровы эффузивных пород; б — нижняялахкамская подсвита. Аргиллиты, алевролиты; 8 — занкамская свита, песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов; 9 — михрекская свита, аргиллиты, алевролиты, песчаники; 10 — ногабская свита, аргиллиты, пласты песчаников; 11 — пейлаханская свита, песчаники, пачки алевролитов и аргиллитов; 12 — среднетоарский подъярус, аргиллиты, песчаники; 13 — дайки диабазов и диабазовых порфиритов; 14 — дайки кислых пород; 15 — разрытые нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — зоны дробления; 17 — кварц-пиритовые жилы; 18 — рудопоявления кварц-халькопиритовой формации (Мициратхет—4, Огалматхет, медный—6); 19 — рудопоявления медно-кобальтовые (Цимирцы—1, Борч 11-2); 20 — рудопоявления медно-пирротиновой формации (Хновское—7); 21 — рудопоявления колчеданно-полиметаллической формации (Кизил-Дере—8); 22 — рудопоявления полиметаллической формации (Борч 1—3, Огалматхет, полиметаллический—5, Серное—9)

ские толщи разделяются на нижний и верхний подъярусы. К первому отнесена нижняялахкамская подсвита, к верхнему — верхняялахкамская подсвита, гепцайская и кимихурская свиты (рис. 40). Южное крыло антиклинория отделено от ядра Хновским разломом. Севернее этой структуры обнажены верхнетоарские отложения, собранные в сложные крутые складки, запрокинутые в верхних частях к юго-за-

паду и высоко поднятые над южным крылом. Породы южного крыла имеют в основном южное падение. Они рассечены крупным Ахтычайским разломом, субпараллельным Хновскому и падающему также к северо-востоку. Тектонический блок, заключенный между Хновским и Ахтычайским разломами, интенсивно дислоцирован и насыщен дайками диабазов, а иногда и гранит-порфиоров. Эта структура прослеживается в пределах всего района по долине р. Ахтычай и сложена глинистыми отложениями ялахкамской свиты, собранными в антиклинальную складку с крутыми крыльями и пологим сводом, осложненным мелкой напряженной складчатостью. Южнее Ахтычайского разлома распространены отложения верхней подсвиты ялахкамской свиты, собранные в крутые складки, запрокинутые к северо-востоку. Диабазовые дайки концентрируются вдоль Ахтычайского разлома. Их пояс протягивается через весь район, заканчиваясь в 1—2 км восточнее р. Кизил-Дере. Простираение большинства даек северо-западное, совпадающее с направлением основных структур. Наибольшее число редко встречающихся даек кислых пород отмечено в бассейне р. Огалматхет. Несколько западнее, по р. Галагатхет развита цепь небольших пластовых, иногда дифференцированных (Долгих и др., 1968) интрузий габбро.

### Эндогенное оруденение

В Хнов-Борчинском рудном районе известно одно месторождение и множество рудопроявлений (см. рис. 40), относящихся к медно-пирротиновой, кварц-халькопиритовой, полиметаллической и колчеданно-полиметаллической формациям. В их пространственном размещении отмечается зональность. Так, кварцевые жилы с халькопиритом развиты преимущественно в северной части района, протяженные зоны с халькопиритовой минерализацией тяготеют к Хновскому разлому, полиметаллическое оруденение — к зоне смятия между Хновским и Ахтычайским разломами, медно-пирротиновое — к Ахтычайскому. Месторождение Кизил-Дере, переходное от медно-пирротинового к колчеданно-полиметаллическому, находится южнее Ахтычайского разлома, но также на небольшом удалении от него. Кроме того, размещение эндогенного оруденения в Хнов-Борчинском рудном районе контролируется положением магматических пород — даек диабазов и небольших интрузий габбро, к которым пространственно тяготеют рудопроявления.

Оруденение медно-пирротиновой формации распространено достаточно широко. Среди объектов, относимых к этому типу, в ряде случаев наблюдаются переходные к колчеданно-полиметаллическим. Это объясняется тем, что качественно минеральный состав руд этих двух формаций одинаков, а различие заключается лишь в количественных отношениях и в форме рудных тел.

К переходному типу относится *месторождение Кизил-Дере*. Оно залегает в глинистой толще верхнеялахкамской подсвиты верхнего аалена, которая разделяется на три горизонта (рис. 41). Нижний аргиллит-алевролитовый горизонт мощностью 170 м содержит небольшое число песчаных прослоев, возрастающее вверх по разрезу. Средний горизонт мощностью 500 м, наиболее песчаный, также характеризуется постепенным увеличением песчаности к его кровле. В средней части горизонта отмечена линза конгломератов мощностью до 0,2 м. Верхний горизонт мощностью 300 м сложен аргиллитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов, но содержит большое количество конкреций глинистых сидеритов, иногда с пиритом (рис. 42). К нижней пачке верхнего горизонта, переходной между более (внизу) и ме-

нее (вверху) песчанистой частью разреза, приурочена рудоносная зона месторождения.

Аргиллиты, слагающие большую часть рудовмещающей толщи (75—90%), на 70—95% состоят из глинистых минералов и на 30—50% из обломочного материала. В неравномерно перекристаллизованной глинистой массе аргиллитов наблюдаются гидрохлоритовые и микро-чешуйчатые гидрослюдистые агрегаты, реже пелитоморфный карбонат и микрозернистый кварц. Выделяются гидрохлоритовые и гидрослюдистые разности аргиллитов. В аргиллитах часто встречается пирит то в виде рассеянных кубиков, то в виде стяжений и гнезд, состоящих из округлых глобулей.

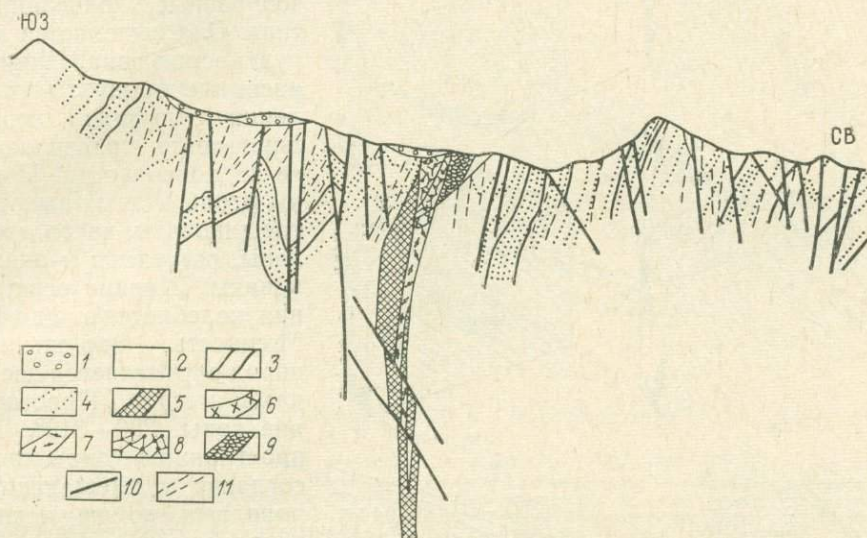


Рис. 41. Геологический разрез вкостр простираания Правобережного рудного тела. Место-рождение Кизил-Дере. По Ю. П. Андрееву.

1 — четвертичные образования; 2 — юрские аргиллиты и алевролиты; 3 — границы пачек; 4 — про-слои песчаников; 5 — массивная колчеданная руда; 6 — руда зоны вторичного сульфидного обо-гащения; 7 — прожилково-сетчатые руды; 8 — кварцевая сыпучка; 9 — зона просадки; 10 — разрывы; 11 — сланцеватость

Песчаники рудовмещающей толщи (2—10%) имеют косослоистую текстуру и состоят в основном из обломков кварца, полевого шпата и слюды, реже встречаются обломки эффузивов микрофельзитовой струк-туры. Цемент песчаников базальный и пленочный глинисто-гидрослю-дистого состава, местами с примесью карбонатов, кремнистого веще-ства и окислов железа. Алевролиты (5—25%), как переходная разность между песчаниками и аргиллитами, представлены на месторождении всеми переходными типами. Отмечающиеся в средней и верхней частях рудовмещающей толщи конкреции глинистого сидерита сопровождаются глобулями сульфидов. В средней части разреза встречаются существен-но карбонатные породы (пачка 9) и единичные линзы мергелей (пачка 15).

Структура. Месторождение Кизил-Дере располагается на юж-ном крыле Шахнабад-Мазинского антиклинория и приурочено к ле-жачему боку Ахтычайского разлома. В отличие от ядра это крыло имеет менее сложное строение. Рудовмещающая толща в районе место-рождения залегает с общим южным падением (азимут 180—210, угол па-дения 60—80°), осложняясь в отдельных участках разрывными и складчатыми нарушениями. Разрывы объединяются в три системы: се-веро-западного (300—340°), субширотного (260—280°) и субмеридио-нального (0—15°) простирааний. Преобладают северо-западные и суб-

широтные нарушения. Амплитуды смещений определяются единицами, реже десятками метров. Наибольшие смещения отмечаются по субширотным трещинам. Вблизи разрывов всех систем происходят местные изменения элементов залегания слоистости и сланцеватости — подвороты, перегибы, флексуры.

Максимальная концентрация нарушений наблюдается в полосе, параллельной Ахтычайскому разлому и удаленной от него на 0,8—1 км.

Эта зона смятия и повышенной трещиноватости минерализована, в ее пределах локализованы линзообразные колчеданные тела. Она выделяется как рудоносная зона. Широко развитые продукты окисления сульфидов позволяют четко трассировать ее на поверхности. Породы вдоль рудных выходов трещиноваты, часто дроблены, осветлены и окварцованы. Ширина осветления колеблется от 2 до 6 м. Мощность нарушенных пород определяется десятками метров. Простирание зоны 280—310°. По простиранию она почти согласна с вмещающими породами, но не исключено и ее секущее положение по падению, так как непосредственные контакты рудных тел и слоистость пород часто встречаются под крутыми углами. По предположениям И. Б. Полищука, А. А. Слюняева (1970), рудоносная зона приурочена к нарушению, секущему ядро синклинальной складки (рис. 43, 44). По отношению ко времени

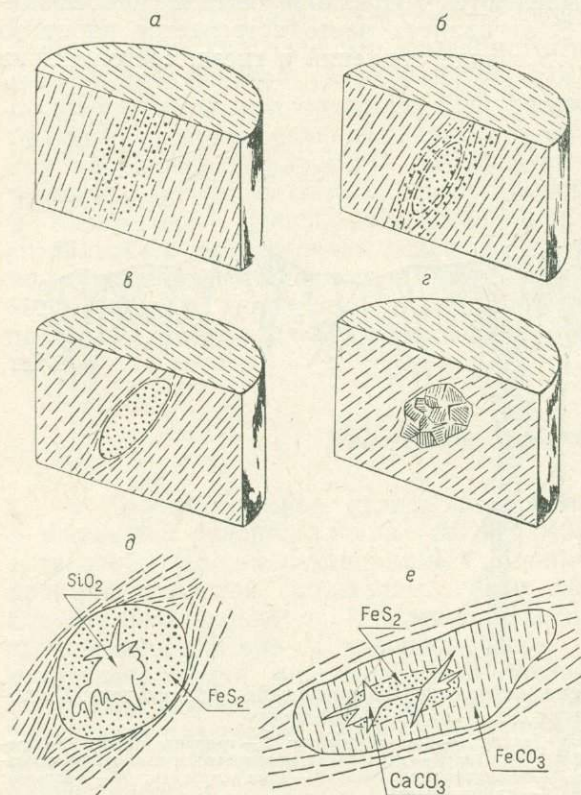


Рис. 42. Типы конкреций верхнеахтычайской подсвиги. По И. Б. Полищуку.

*a* — пылевидное скопление пирита; *b* — конкреционное стяжение пирита с неясным ограничением; *в* — конкреция тонкозернистого пирита; *г* — конкреция крупнозернистого пирита; *д* — конкреция пирита с трещинами синерезиса, выполненными кремнеземом; *е* — конкреция глинистого сидерита с пиритизированным ядром и с трещинами синерезиса, выполненными кальцитом

рудоотложения среди нарушений выделяются пострудные, внутрирудные и дорудные (И. Б. Полищук, Ю. П. Андреев и др.). Для дорудных разрывов характерна кварцевая, кварц-карбонатная или кварц-хлоритовая минерализация. Внутрирудные разрывы фиксируются по дроблению серноколчеданных руд и выполнению нарушенных участков последующими минеральными ассоциациями, послерудные пересекают и незначительно смещают рудные тела.

Детали внутреннего строения рудовмещающей толщи из-за отсутствия маркирующих горизонтов выявляются с большим трудом. Установленные пликативные нарушения имеют в основном общекавказское простирание (280—310°). Это сложнопостроенные складки высоких порядков. Осевые плоскости их круто падают к югу, крылья асимметричны: северные (у антиклиналей) крутые (70—80°), южные пологие (30—60°). Замковые части складок нарушены крутопадающими тре-

щинами северо-западного простирания, крылья осложнены более мелкой складчатостью, местами пloyчатостью. Размах крыльев не превышает десятков метров. Две антиклинальные складки с разделяющей их

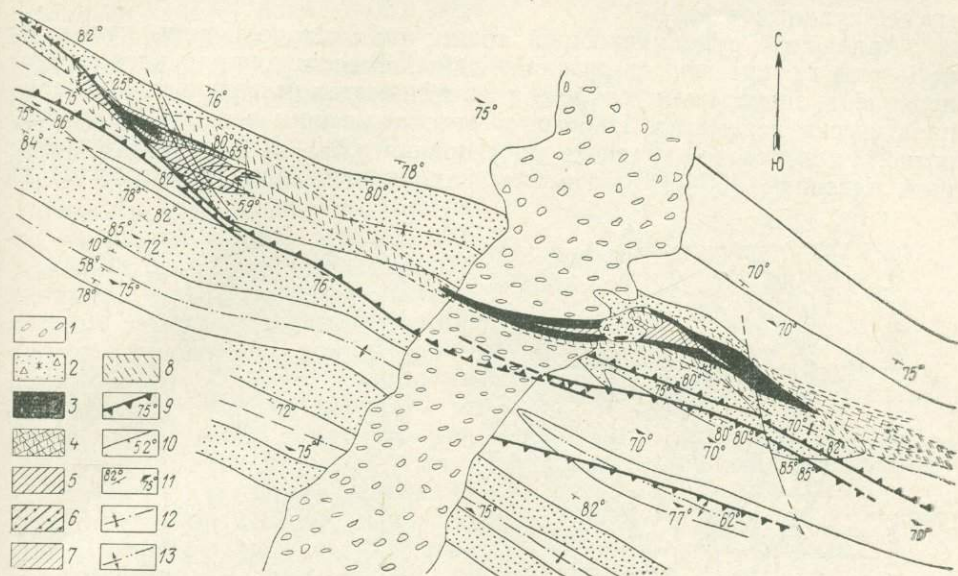


Рис. 43. Геологический план горизонта 1830 м. Месторождение Кизил-Дере. По И. Б. Полищуку.

1 — аллювиальные отложения; 2 — зона просадки; 3 — массивные медно-пирротиновые руды; 4 — брекчиевидные колчеданные руды; 5 — массивные серноколчеданные руды; 6 — массивные цинково-серноколчеданные руды; 7 — прожилково-сетчатые колчеданные руды; 8 — зона кварц-сульфидного штокверка; 9 — дорудные дизъюнктивные нарушения; 10 — пострудные дизъюнктивные нарушения; 11 — сланцеватость, ее ориентировка; 12 — ось синклинали; 13 — ось антиклинали

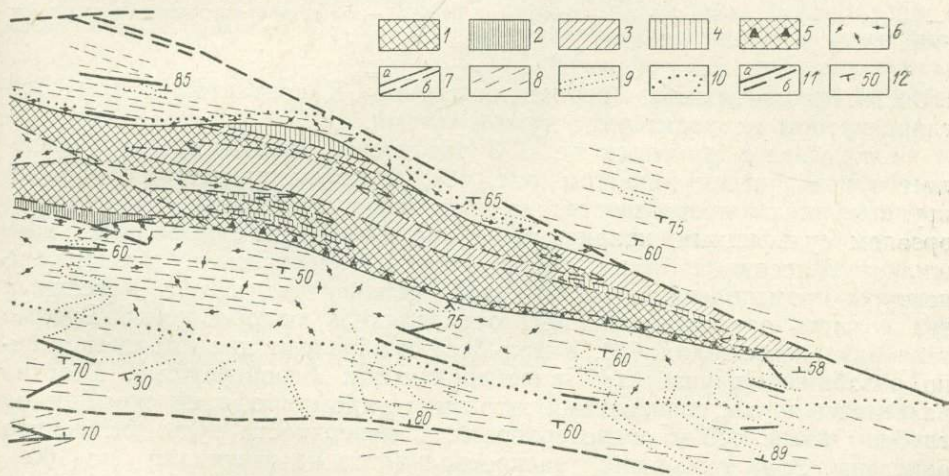


Рис. 44. План горизонта штолен 1 и 3 месторождения Кизил-Дере. По Ю. П. Андрееву.  
1 — массивная пирротиновая руда; 2 — массивная халькопирит-пирротиновая руда; 3 — массивная пирит-пирротиновая руда; 4 — массивная пиритовая руда; 5 — брекчиевые руды; 6 — прожилково-сетчатые руды; 7 — контакты рудных тел: а — четкие, б — постепенные; 8 — рассланцевание аргиллитов; 9 — прослой песчаников и алевролитов в аргиллитах; 10 — границы прожилково-сетчатой минерализации; 11 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 12 — элементы залегания

синклиналию отмечены в северной части участка. Размах крыльев складок первые десятки метров, погружение осей юго-восточное под углом 40—50°. Южнее этих складок на протяжении около 400 м в лежачем боку рудоносной зоны породы залегают относительно спокойно.

В ее висячем боку залегание пород резко усложняется серией мелких складок и разрывов. Наиболее значительна антиклинальная складка с размахом крыльев до 80—100 м, ось которой располагается в 150 м южнее рудного тела.

Аргиллиты рудовмещающей толщи на месторождении, как и во всем районе, интенсивно рассланцованы. Рассланцовка в алевролитах проявлена значительно слабее, а в песчаниках массивного сложения практически незаметна. Плоскости рассланцевания в основном субширотного или северо-западного простирания ( $260\text{--}300^\circ$ ) с крутым южным падением ( $50\text{--}85^\circ$ ). На крыльях складок они близогласны со

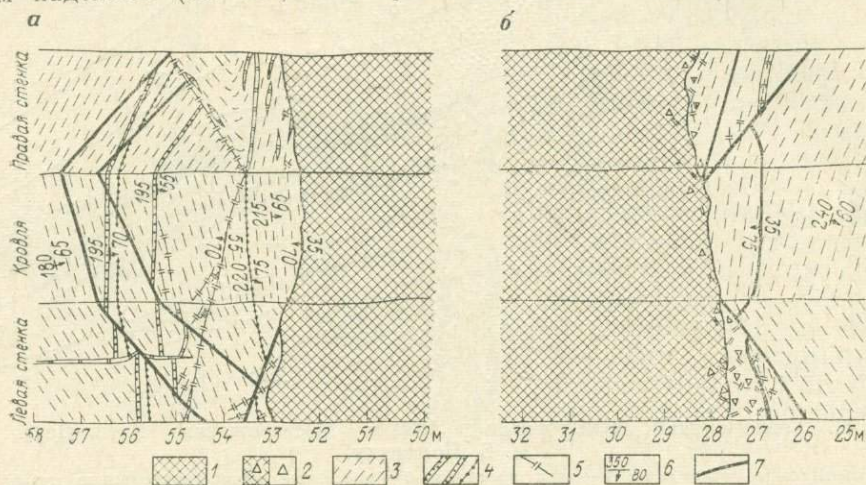


Рис. 45. Лежачий (а) и висячий (б) контакты рудного тела штольни 4 Правобережного участка. По Ю. П. Андрееву.

1 — массивная пирротиновая руда; 2 — брекчиевые руды; 3 — халькопирит-пирротиновые руды; 4 — сланцеватость аргиллитов; 5 — прослойки алевролитов; 6 — элементы залегания; 8 — тектонические нарушения

слоистостью, в замках — перпендикулярны. К контактам рудных тел сланцеватость подходит под острыми углами.

Строение рудных тел. В рудоносной зоне Кизил-Дере выделяется два рудных тела (см. рис. 43), которые представляют собой крупные линзы преимущественно массивных колчеданов, окруженных ореолом сульфидных, кварцевых и кварц-карбонат-сульфидных прожилков. Массивные линзы имеют четкие геологические границы, но контуры промышленных рудных тел, включающих кроме массивных тел и часть ореола прожилков, определяются опробованием. Рудные тела разделены долиной р. Кизил-Дере и образуют два пространственно разобщенных участка: Правобережный и Левобережный. Участки разведаны двумя горизонтами штолен и рядом профилей скважин на глубину более 600 м от поверхности. С поверхности руды интенсивно окислены. Зона окисления распространяется по вертикали до 100—140 м, сменяясь зоной вторичного сульфидного обогащения.

Правобережное рудное тело (см. рис. 44) в поперечном и продольном сечениях имеет форму линзы, мощность которой в центральной части весьма значительна, сокращаясь к флангам. Внутреннее строение линзы определяется распределением в ней массивных, прожилково-сетчатых и брекчиевых руд. Массивные руды составляют основную часть рудной линзы (65%). Прожилково-сетчатые руды, составляющие около 24% всех руд, обнаружены в центральной части тела, где приурочены к линзе окварцованных аргиллитов. В зальбандах массивной линзы эти руды также пользуются распространением, приурочиваясь к ее контактам с вмещающими породами.

Брекчиевые руды, составляющие около 11% объема рудного тела, развиты в основном по границе массивных руд с прожилково-сетчатыми, являясь переходными между ними, или образуются вблизи контакта массивных руд с вмещающими породами за счет появления в первых остроугольных обломков вмещающих пород. Характерной особенностью распространения брекчиевых руд является их приуроченность к участкам, в которых контакты линзы с вмещающими породами как бы вогнуты внутрь. Контакты массивной рудной линзы с вмещающими породами четкие, «приваренные», часто осложнены тектоническими срывами, проходящими или непосредственно по контакту, или вблизи него. Слоистость пород местами почти согласна контакту, но часто примыкает к нему под различными, иногда крутыми углами (рис. 45, 46, 47). Ореол прожилково-сетчатого оруденения, окружающий Правобережную рудную линзу, асимметричен. В висячем боку он развит на значительно большей площади и отличается большей мощностью, чем в лежащем боку.

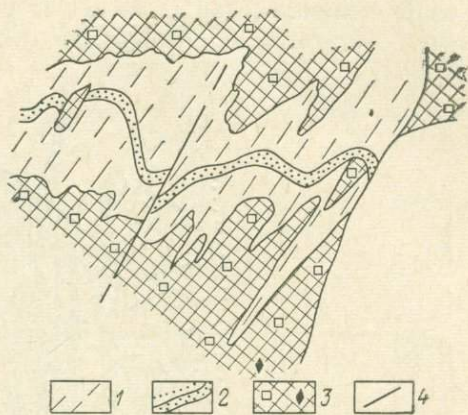


Рис. 46. Взаимоотношение сланцеватости и слоистости с рудой (штольня 4, рассечка 10).

1 — рассланцовка аргиллитов; 2 — слоистость в аргиллитах; 3 — массивные руды; 4 — тектонические нарушения

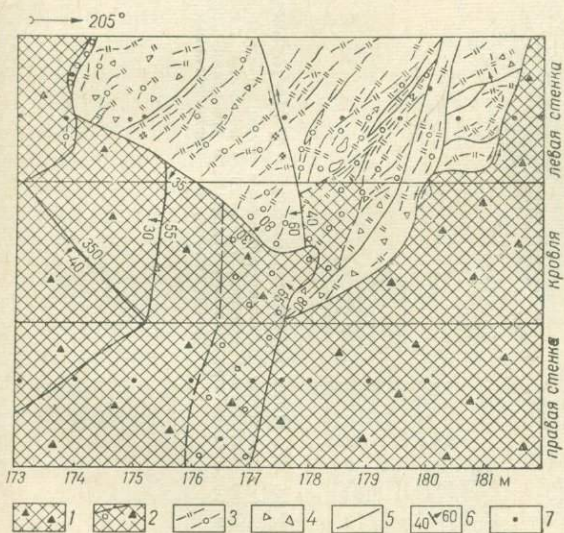


Рис. 47. Зарисовка аргиллитов с прожилково-сетчатым оруденением в центральной части массивных руд (штольня 3, рассечка 1).

1 — массивные пирротинные руды; 2 — массивные халькопирит-пирротинные руды; 3 — прожилково-сетчатое оруденение, прожилки кварца и халькопирита; 4 — брекчиевые участки; 5 — тектонические нарушения; 6 — элементы залегаания; 7 — геохимические пробы

сетчатыми рудами. Массивные руды (52%) вместе с брекчиевыми (11%) образуют сложно построенную жесткую линзу, разветвляющуюся на многочисленные апофизы. Прожилково-сетчатые руды на этом участке, сравнительно широко распространенные (37%), развиты внут-

Левобережное рудное тело (рис. 48, 49) прослежено по простиранию на несколько сот метров, по падению оно установлено на величину в два раза большую, чем по простиранию. В горизонтальном и вертикальном сечениях форма тела линзообразная, но в отличие от Правобережного с тупым четковидным выклиниванием на флангах. Мощность его от горизонтов штолен 4 и 5 увеличивается с глубиной в два раза (скв. 38). Простирание тела северо-западное ( $290-310^\circ$ ), падение юго-западное под углом  $70-80^\circ$ , ниже горизонта штольни 4 близкое к вертикальному. С глубиной отмечается северо-западное склонение линзы.

Левобережное рудное тело сложено массивными, брекчиевыми и прожилково-

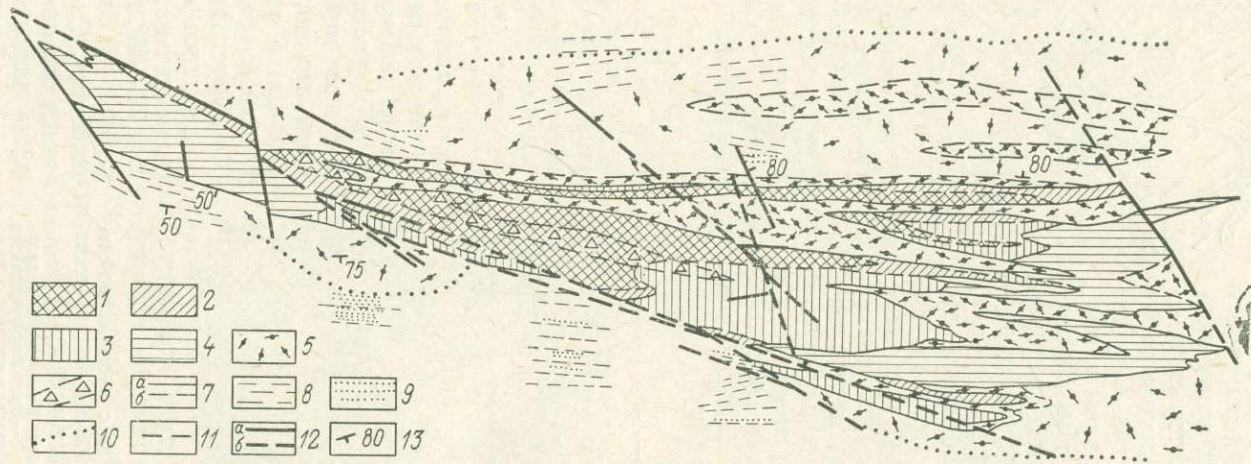


Рис. 48. План горизонта штольни 4. Месторождение Кизил-Дере. По Ю. П. Андрееву.

1 — массивные пирротиновые руды; 2 — массивные пирит-пирротиновые руды; 3 — массивные пиритовые руды; 4 — массивные сфалерит-пиритовые руды; 5 — прожилково-сетчатые руды; 6 — брекчиевые руды, брекчиевые участки; 7 — рудные контакты: а — четкие, б — постепенные; 8 — рассланцевание; 9 — прослойки песчаников и алевролитов в аргиллитах; 10 — границы рассеянной прожилковой сульфидной минерализации; 11 — границы прожилково-сетчатых руд; 12 — тектонические нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые; 13 — элементы залегания

ри рудного тела между апофизами массивных и брекчиевых руд, а также в его лежащем боку. Взаимные переходы между рудами, контакты руд с вмещающими породами, смятыми в мелкие складки, взаимоотношения со сланцеватостью те же, что и на Правобережье. Ореол прожилково-сетчатой минерализации, окружающий жесткую линзу сульфидов, как и на Правобережном участке, имеет асимметричное строение. Но здесь он развит в основном в лежащем боку.

**Минералогия первичных руд.** Минеральный состав месторождения относительно богат. В первичных рудах обнаружено 34, а в зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения 36 минералов (табл. 16).

Массивные и брекчиевые руды по минеральному составу подразделяются на пиритовые, пирит-пирротиновые, пирротиновые, халькопирит-пирротиновые и сфалерит-пиритовые. Прожилково-сетчатые руды имеют непостоянный минеральный состав, определяющийся соотношениями слагающих их прожилков, среди которых выделяются кварцевые и кварц-карбонатные, кварц-пиритовые, кварц-халькопиритовые, халькопирит - пирротиновые, халькопирит - пирит-пирротиновые, кварц-пирротиновые, халькопирит-си-

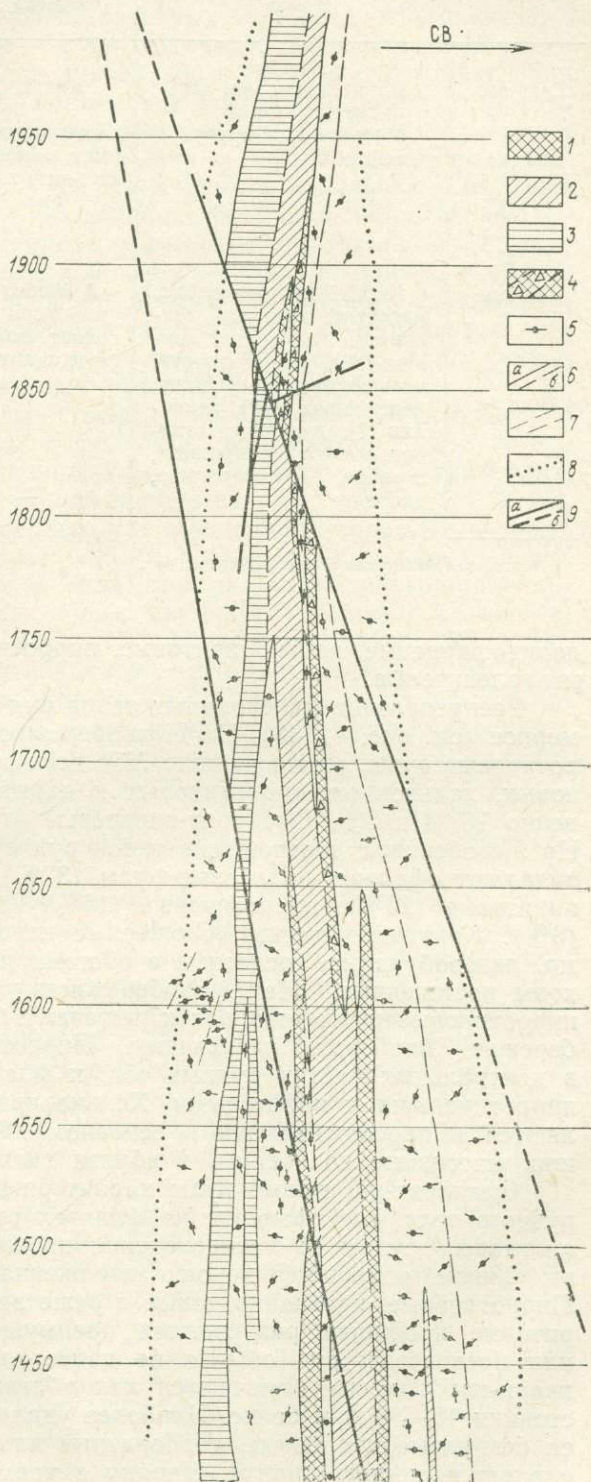


Рис. 49. Геологический разрез вкрест простирания Левобережного рудного тела. Месторождение Кизил-Дере. По Ю. П. Андрееву.

1 — массивные пирротиновые руды; 2 — массивные пирит-пирротиновые руды; 3 — массивные сфалерит-пиритовые руды; 4 — брекчиевые руды, брекчиевые участки; 5 — прожилково-сетчатые руды; 6 — контакты рудных тел и участков; а — четкие, б — постепенные; 7 — сланцеватость; 8 — границы распространения прожилково-сетчатого оруднения; 9 — тектонические нарушения; а — прослеженные, б — предполагаемые

## Минеральный состав руд

Минералы	Гипогенные		Гипергенные
	рудные	жильные	
Главные	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Кварц	Гётит, лимонит, ярозит, брошантит, халькозин
Второстепенные	Мельниковит-пирит, галенит	Сидерит, доломит, анкерит, кальцит, хлорит	Марказит, борнит, ковеллин, куприт, самородная медь, малахит, азурит, хризоколла, смитсонит, церуссит, англезит, арагонит, халькантит, мелантерит, гипс
Редкие	Кобальтин, касситерит, магнетит, гематит, лёллингит, глаукоdot, линнеит (?), арсенопирит*, вольфрамит, шеелит, герсдорфит (?), никелин (?), вуртцит, станнит, золото самородное, серебро самородное, киноварь*	Амфибол*, пироксен*, гранат, полевые шпаты	Фиброферрит, коппапит, натроярозит, галотрихит, мартит, мушкетовит, якобсит, пиролюзит, брейнерит, магнетит, клиноэдрит, парагонит, скородит, сташицит, эритрин, либстениит-оливинит, пироморфит, тетрагиллит (?)

\* Минерал обнаружен в протоколках из руд.

дерит-кварцевые, халькопиритовые, пирротиновые, пиритовые и сфалерит-галенитовые.

Распределение минеральных типов руд на месторождении неравномерное (см. рис. 44, 48). На Правобережном участке преобладают пирротиновые руды, составляющие 72% всех руд. На долю пирит-пирротиновых, халькопирит-пирротиновых и пиритовых приходится соответственно 16, 9 и 3%. Сфалерит-пиритовые руды на участке отсутствуют. На Левобережье соотношение типов руд существенно иное, здесь преобладают сфалерит-пиритовые руды (37%), пирит-пирротиновые (21%), пиритовые (20%), пирротиновые (16%) и халькопирит-пирротиновые (6%). Контуры участков, сложенные перечисленными разновидностями, линзообразные, согласные с общими контурами рудных тел, переходы постепенные. На Правобережном участке пиритовые и пирит-пирротиновые руды тяготеют к лежащему боку рудного тела, на Левобережье, наоборот, кисячему. Пирротиновые руды расположены в центральных частях рудных тел, к флангам они сменяются пирит-пирротиновыми и пиритовыми. Халькопирит-пирротиновые руды выделяются и прослеживаются в основном вблизи нарушений, рассекающих массивные колчеданы, и вблизиисячего, реже лежащего боков.

Сфалерит-пиритовые руды характерны только для Левобережного рудного тела, где сфалерит на флангах рудной линзы развивается по пиритовым рудам. В распределении прожилков, окружающих массивные линзы, отмечается хорошо выраженная минеральная зональность. Пирротиновые, халькопиритовые и реже встречающиеся галенит-сфалеритовые прожилки развиваются преимущественно вблизи массивных или брекчиевых руд обычно не далее первых метров. Пиритовые и кварц-карбонатные отмечаются как вблизи контактов, так и на расстоянии 15—30 м и более. Наиболее удаленными прожилками являются безрудные кварцевые, карбонатные или кварц-карбонатные, иногда с вкрапленностью пирита. Наряду с асимметричностью строения, на-

блюдающейся на обоих участках, для Левобережного рудного тела характерно различие ореолов лежачего и всячего боков и в минеральном отношении. В лежачем боку рудной линзы концентрируются кварц-пирит-пирротин-халькопиритовые прожилки. В всячем боку прожилково-сетчатая минерализация представлена преимущественно кварцевыми, реже карбонатными прожилками.

Содержание и распределение основных полезных компонентов — меди, цинка, кобальта, серы — в рудных телах месторождения находится в прямой зависимости от минерального состава и распределения типов руд. Наиболее богаты медью халькопирит-пирротиновые руды. Содержание меди в других типах руд более низкое.

Содержание цинка значительно только в сфалерит-пиритовых рудах, содержание кобальта во всех рудах обычно небольшое. Основные запасы меди заключены в преобладающих по объему пирротиновых рудах, где мелкие зерна халькопирита размещены в интерстициях агрегатов пирротина, а подавляющее количество цинка находится в сфалерит-пиритовых рудах. Руды зоны вторичного сульфидного обогащения, сложенные в основном гипергенным халькозином и марказитом, характеризуются высоким содержанием меди. Содержание меди, цинка, кобальта в окисленных рудах, как правило, невысокое.

Различным типам руд свойственны определенные геохимические особенности. Массивные руды отличаются от прожилковых и, в какой-то мере, от брекчиевых пониженными содержаниями петрогенных, некоторых сидерофильных и редких элементов (Al, Mg, Ca, Na, K, Ti, Ba, P, Cr, V, Ni, Ga), характерных для вмещающих пород. Пиритовые руды характеризуются наиболее бедным составом, но содержат повышенные концентрации Zn, Pb и Sn. Пирротиновые и халькопирит-пирротиновые руды выделяются самым широким спектром элементов, наибольшими концентрациями Cu, Co, As и наименьшими Pb и Zp. Сфалерит-пиритовые руды отличаются высокими содержаниями Zn, Pb, Ag, Sn, As, Cd, Sb и самыми низкими — Cu и Co. Изучение взаимоотношений между элементами в рудах выявило устойчивую корреляционную связь между Cu и Co, Pb и Zn. Особенно значительна эта связь для пары Cu—Co в пиритовых и халькопирит-пирротиновых рудах. Между Cu и S в ряде мест (в пиритовых и халькопирит-пирротиновых рудах) отмечается отрицательная связь. Между Co и S, Zn и S связь отсутствует.

Рассмотрение взаимоотношения минералов руд Кизил-Дере, времени их выделения, а также данные изотопного анализа серы сульфидов позволяют объединить рудослагающие минералы в четыре последовательно формировавшихся парагенетических комплекса (Ю. П. Андреев и др.): 1) силикатно-дисульфидный, 2) малосернистых сульфидов; 3) сульфидно-карбонатно-кварцевый, 4) гипергенный. Образование каждого комплекса происходило в особых физико-химических условиях и в большинстве случаев после значительных тектонических подвижек.

1. Силикатно-дисульфидный комплекс образуют колломорфный и кристаллический пириты, мельникит, кварц и хлорит. Минералы комплекса слагают значительную часть руд, преобладая на Левобережном участке. Колломорфный пирит (пирит I), широко распространенный на месторождении, образовался ранее других рудных минералов. Он преобладает в массивных пиритовых и сфалерит-пиритовых рудах, где представлен колломорфными агрегатами с глобулярным внутренним строением. Пирит с аналогичной внутренней структурой широко распространен во вмещающих породах как в пределах рудоносной зоны, так и вдали от нее. Он рассеян в аргиллитах, а также слагает многочисленные конкреции. Первичные колломорфные структуры пирита I в рудах сохраняются не везде. При их перекристаллизации образуются метаколлоидные радиально-лучистые и концентрически-зональ-

ные агрегаты. В перекристаллизованных участках глобулы утратили колломорфное строение и приобрели grano- и идиобластовую структуры. Пирит I почти повсеместно катаклазирован. Кристаллический пирит (II) широко распространен во всех типах. Он представлен сильно катаклазированными агрегатами кристаллически-зернистого строения, располагающимися среди скоплений колломорфного пирита I. Его выделение происходило до пирротина и халькопирита, которые его пересекают и корродируют.

Образование хлорита происходило одновременно с образованием пирита I и II. Привнос кремнезема (кварц I) несколько предшествовал образованию сульфидов, о чем свидетельствуют окварцованные обломки аргиллитов, встречающиеся внутри массивных руд.

2. Комплекс малосернистых сульфидов представлен пирротинном, халькопиритом I, сфалеритом, а также кварцем III и сидеритом. Сюда же относятся редко встречающиеся касситерит, кобальтин, глаукоdot, галенит и др. Пирротин является ведущим минералом этого комплекса и слагает в массивных рудах от 10 до 96% объема. Он представлен в гексагональной и моноклинной модификациях. Для пирротинов обычны аллотриоморфные агрегаты, для их зерен — двойники роста. Аллотриоморфные агрегаты динамометаморфизованы с образованием аллотриоморфнобластовой и гранобластовой структур, с ориентированным положением вытянутых зерен. Кроме раннего пирротина, часто замещающего пирит, в рудах Кизил-Дере присутствует пирротин второй генерации, образующий эмульсионную вкрапленность в сфалерите. С пирротинном ассоциируют кобальтин, глаукоdot и леллингит.

Халькопирит представлен двумя генерациями. Халькопирит I тесно ассоциирует с пирротинном, кварцем, пиритом, сфалеритом, а также образует самостоятельные выделения. В интерстициях зерен пирротина он часто располагается в виде аллотриоморфнозернистых агрегатов, иногда образуя с пирротинном субграфические прорастания. Как и пирротин, халькопирит был подвергнут интенсивному динамометаморфизму. Халькопирит часто замещает ранние кварц и сидерит, корродирует кобальтин. Мономинеральные прожилки халькопирита секут пирит I и II и пирротин. Халькопирит II образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите.

Сфалерит, наиболее распространенный на Левобережном участке, в небольших количествах распространен во всех типах руд в ассоциации с пиритом, пирротинном, халькопиритом и галенитом. Время его выделения совпадает с окончанием процесса образования основной массы халькопирита и завершается в период отложения галенита. По данным спектрального анализа он представлен маложелезистой разновидностью (около 2% железа). Агрегаты сфалерита обычно слабо метаморфизованы с развитием бластических структур перекристаллизации по периферии первичных аллотриоморфных зерен.

3. Образование послерудных карбонат-кварцевых прожилков с незначительным выделением пирита завершило на Кизил-Дере процесс эндогенного минералообразования.

Околорудные изменения. Рудный процесс на месторождении в целом оказал слабое воздействие на вмещающие породы. В зальбандах массивных руд и на контактах сульфидных и кварц-сульфидных прожилков не наблюдаются сколько-нибудь существенные изменения, кроме слабого окварцевания непосредственно у контактов. Однако химические анализы вмещающих пород выявили увеличение вблизи контактов рудных тел содержания окиси калия в 3 раза и уменьшение содержания окиси натрия по сравнению с неизменными аргиллитами. Кроме того, значительное окварцевание вмещающих пород, отмеченное для ранних периодов образования месторождения, зафиксировано по «ксенолитам» измененных аргиллитов в массивных и

брекчиевых рудах и линзоподобным участкам развития прожилково-сетчатого оруденения внутри сульфидных линз, где аргиллиты превращены в кварцитовидные или хлорит-серицит-кварцевые породы. Характерно совпадение этих изменений с ореолом развития прожилковой минерализации, что отмечается и на других месторождениях (Филизчай).

**Метаморфизм руд.** Руды Кизил-Дере неоднократно подвергались процессам метаморфизма, среди которых наиболее значительно проявились метасоматоз и динамический метаморфизм. Образование большей части выделяемых на месторождении минеральных ассоциаций сопровождалось замещением ранее отложенных минералов и их агрегатов, что зафиксировано в коррозионных формах соотношения минералов, а также в наличии метакристаллических и псевдоморфных форм. Для руд характерно замещение пирита пирротином, пирротина — халькопиритом, халькопирита — сфалеритом, пирита — сфалеритом, рудных минералов — нерудными (пирита — кварцем, карбонатом, пирротина, халькопирита, сфалерита — послерудным хлоритом). Типичными метакристаллами в рудах являются кристаллы пирита идиоморфной формы, возникшие в процессе замещения кварца, халькопирита, пирротина и сфалерита.

Внутрирудный и послерудный динамометаморфизм выразился в неоднократном дроблении минералов, пластических деформациях их зерен, возникновении двойников давления, перекристаллизации и перетолжении минералов в «теньях давления» и т. п. Наиболее значительные проявления внутрирудного динамометаморфизма выразились в интенсивном дроблении раннего пирита перед отложением пирротин-халькопиритовой ассоциации, а также перед завершающим рудный этап отложением галенита и сфалерита. Весьма показательно почти повсеместное «разгнейсование» пирротина, реже халькопирита и сфалерита с образованием агрегатов параллельно вытянутых удлинённых зерен, образование двойников давления в пирротинах и перетолжение пирротина и халькопирита в теньях давления кристаллов пирита. Признаком послерудных динамических воздействий на руды служат также значительная тектоническая нарушенность контактов и смещение отдельных частей рудного тела по тектоническим разрывам.

Последовательность образования руд. Изучение минералогии руд, их структур и текстур, выделение одновременно образовавшихся комплексов и другие данные позволили Ю. П. Андрееву наметить следующие основные черты процесса образования месторождения, который в общем плане соответствует схеме формирования колчеданных месторождений, предложенной В. И. Смирновым (1968).

Наиболее ранними рудными минералами на месторождении Кизил-Дере являются пирит и сидерит конкреций, образовавшиеся одновременно с осадконакоплением и диагенезом (табл. 17). В начале собственно рудного этапа формирования месторождения выделяется процесс накопления тонкозернистого пирита и мельниковита, слагающих массивные сульфидные линзы. Формирование дисульфидов, среди которых отсутствует марказит, по-видимому, происходило в щелочной или нейтральной среде при насыщении ионами серы. Выделившиеся в этот этап агрегаты пирита имеют глобулярное строение, что трактуется некоторыми исследователями (Скрипченко, 1968; Юровский, 1968) как признак биогенного происхождения.

Дальнейшее формирование дисульфидного комплекса заключалось в перекристаллизации колломорфных масс с образованием концентрических зон кристаллов пирита. В отдельных участках колломорфные агрегаты сохраняются лишь в виде реликтов. По-видимому, подобная перекристаллизация с образованием пирита II происходила при проникновении гидротермальных растворов, которые могли перетлагать пирит и во вмещающие породы в виде прожилков. Формиро-

Схема парагенетических ассоциаций и последовательности минералообразования

Минералы	Осадочный этап	Рудный этап			Этап гипергенных изменений
		Силикатно-дисульфидный комплекс	Комплексы малосернистых сульфидов		
	Конкреции гнезда, вкрапленность пирита	Кварц-мельниковит-пиритовая стадия	Пирротин-халькопиритовая стадия	Сфалерит-галенитовая стадия	Кварц-карбонатная (с пиритом) стадия
Пириты (1а, б, в, г)					
Пирит I					
Пирит II					
Пирит III					
Пирит IV					
Мельниковит					
Марказит					
Пирротин I					
Пирротин II					
Халькопирит I					
Халькопирит II					
Сфалерит I					
Сфалерит II					
Кобальтин					
Леллингит					
Глаукоdot					
Линнеит					
Герсдорфит					
Касситерит					
Станнин					
Магнетит					
Галенит					
Вюртцит					
Золото самородное					
Серебро самородное					
Кварц I					
Кварц II					
Кварц III					
Кварц IV					
Сидерит					
Доломит					
Анкерит					
Кальцит					
Арагонит					
Хлорит I					
Хлорит II					
Гипергенные минералы					
Изотопный состав серы	21,87— 22,168	22,105— 22,248	22,132— 22,331	22,093— 22,282	

вание дисульфидного комплекса может быть разделено на две подстадии: 1) образование линз колломорфных дисульфидов железа, 2) раскристаллизация гелей, сульфидов при гидротермальном метаморфизме и переотложении. В начальный момент образования руд дисульфидного комплекса происходили привнос и отложение кремния. Обломки окварцованных глинистых сланцев изредка встречаются в виде «ксенолитов» в массивных пиритовых рудах. Возможно, что этот процесс соответствует первому предрудному этапу по В. И. Смирнову (1968), проявившемуся на месторождении Кизил-Дере в редуцированном виде.

Предшествуя образованию комплекса малосернистых сульфидов, в районе произошли тектонические подвижки, зафиксированные интенсивным дроблением пирита I и II. Раздробленная жесткая линза оказалась хорошо проницаемой для гидротермальных растворов, которые сформировали последующий рудный комплекс. Он образовывался при резко повысившейся температуре и относительно небольшом содержании ионов серы. В этот момент отлагались такие малосернистые минералы, как гексагональный, а затем моноклинный пирротин (температура более 325°С), а несколько позже халькопирит. Важным моментом в формировании руд комплекса было замещение пирита пирротинном, что представляет собой восстановление и говорит об изменении окислительно-восстановительного потенциала среды в сторону усиления ее восстановительных свойств, а также о повышении температуры и давления, повлиявших на активность серы. Хотя сера в этот момент и могла присутствовать в избытке, но ее активность была малой. Эти изменения физико-химической обстановки могли обуславливаться как характером поступающих растворов, так и изменением глубины рудообразования в сторону ее увеличения.

При образовании комплекса малосернистых сульфидов были принесены медь, цинк и некоторые менее распространенные элементы. Железа и серы, по-видимому, было достаточно на месте. Мнение об бессернистости растворов подобных этапов или недонасыщенности их активными ионами серы высказано Е. К. Лазаренко (1953) и Т. Ловерингом (Смирнов, 1968).

Параллельно с пирротинном кристаллизуется и халькопирит, рассеянный в интерстициях зерен пирротина и встречающийся в виде прожилков. Как и до формирования «жесткой» пиритовой линзы, так и после выделения основных масс пирротина и халькопирита в районе происходили тектонические подвижки, при которых были нарушены контакты массивной сульфидной линзы, а в периферических участках и сама линза. Более хрупкие пиритовые руды дробились относительно легче, чем пирротиновые, которые испытывали пластические деформации. В результате наложения гидротермальных растворов на дробленые участки сформировались пирит-сфалеритовые руды. Рудный этап завершился формированием кварц-карбонатных прожилков, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов. В постюрское время при активизации тектонических движений разрывные нарушения незначительных амплитуд несколько усложнили структуру месторождения.

Рассматривая колчеданные месторождения Юго-Восточного Кавказа, В. И. Смирнов (1967) высказал соображения об их сложном гидротермально-осадочном происхождении. Залежи массивных сульфидов железа рассматриваются как морские осадочные образования, а вмещенное с ними медное и свинцово-цинковое оруденение — как последующее гидротермально-метасоматическое, обогащающее серноколчеданные руды и определяющее промышленную ценность месторождения.

Представители иной точки зрения (М. Б. Бородаевская и др.) считают, что колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения региона следует относить к гидротермально-метасоматическому типу семейства колчеданных руд. Этой же точки зрения придерживаются и геологи В. А. Цой, И. Б. Полищук и др., разведывающие месторождение Кизил-Дере. Формирование месторождения укладывается ими в следующую схему. В завершающие этапы предкелловейской фазы складчатости в полосе долгоживущего Ахтычайского разлома проявились мощные дизъюнктивные движения, сопровождавшиеся проявлениями основного и кислого магматизма. В пределах Ахтычайского разлома и оперяющих его разрывных структур возникли зоны дробления, трещиноватости, рассланцевания, в которых после внедре-

ния даек циркулировали гидротермы. Начало гидротермальной деятельности сопровождалось отложением хлорит-кварцевой ассоциации минералов, затем колчеданной, в результате чего возникли пиритовые и пирротиновые тела. В местах интенсивного дробления и окварцевания образовались массивные руды, в трещиноватых участках — прожилково-сетчатые. Вследствие новых подвижек и дробления колчеданной основы новые порции гидротермальных растворов наложили на колчеданные тела халькопиритовое и полиметаллическое оруденение, выполнившее межзерновые пространства и трещины в зонах катаклаза.

Кроме месторождения Кизил-Дере, в Хнов-Борчинском районе имеется несколько типичных медно-пирротиновых рудопроявлений, представленных кварц-сульфидными жилами или линзами небольших размеров. Одно из рудопроявлений, расположенное юго-восточнее с. Хнов, в левом борту р. Ахтычай, приурочено к разрыву северо-западного простирания, оперяющему Ахтычайский разлом. Представлено оно линзой массивных пирит-сфалерит-пирротиновых руд, залегающей в песчано-глинистых отложениях нижнеялахкамской подсветы. Главные рудные минералы пирротин, пирит и сфалерит, реже встречаются галенит и халькопирит. Количество кварца, карбоната и хлорита не превышает нескольких процентов. Текстуры руд массивные, полосчатые, прожилково-вкрапленные. На других рудопроявлениях наряду с массивными встречаются рудные тела, представленные кварцевыми жилами с прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением. Минеральный состав их не постояен. В одних наряду с пирротином преобладают халькопирит, в других — пирит и сфалерит.

В целом, для рудопроявлений медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций Хнов-Борчинского района характерны следующие черты.

1. Они залегают в тоар-ааленской терригенно-осадочной толще вблизи Ахтычайского разлома, к которому тяготеет и пояс диабазовых даек.

2. Рудопроявления обычно имеют форму жил в крутопадающих тектонических нарушениях северо-западного простирания, секущих вмещающие породы. Промышленные месторождения отличаются линзовидной формой. Простирание линз субсогласно с вмещающими породами.

3. Основными рудными минералами наряду с пирротином являются пирит, халькопирит, сфалерит, реже галенит. Отмечается кобальтин. Среди нерудных преобладает кварц. Околорудные изменения незначительны.

Процесс рудообразования протекал в три основные стадии: кварц-пиритовую, пирротин-халькопиритовую и полиметаллическую.

Сравнивая описанные рудопроявления медно-пирротиновой формации с месторождением Кизил-Дере можно отметить, что чертами, которые выделяют его из общего ряда и, возможно, являются отличительными признаками месторождения, могут быть: 1) линзообразная форма рудных тел; 2) их субсогласное с вмещающими породами простирание; 3) большая роль пиритовых руд, а также широкий набор и полнота проявления стадий минерализации, что делает месторождение Кизил-Дере как бы переходным от медно-пирротинового к колчеданно-полиметаллическому. Подобные признаки присущи и некоторым другим юрским медно-пирротиновым и колчеданно-полиметаллическим месторождениям Большого Кавказа (Филизчай, Катех, Бурон и др.).

Рудопроявления кварц-халькопиритовой рудной формации. Рудопроявления данной формации локализируются преимущественно в разрывах, оперяющих Хновский глубинный разлом. Они представляют собой жилы или минерализованные зоны северо-западного простирания с северо-восточным крутым падением (азимут

падения 20—60°, угол падения 60—80°). В кварце жил в виде прожилков и вкрапленников рассеяны халькопирит, реже пирит. Халькопирит иногда образует крупные гнездовые скопления. Наиболее значительные размеры имеют кварцевые жилы с гнездовыми скоплениями халькопирита, которые локализуются непосредственно в Хновском разрыве (рудопроявление Серное).

Рудопроявления кварц-халькопиритовой формации, иногда с карбонатами, широко развиты на левом берегу р. Ахтычай и представляют

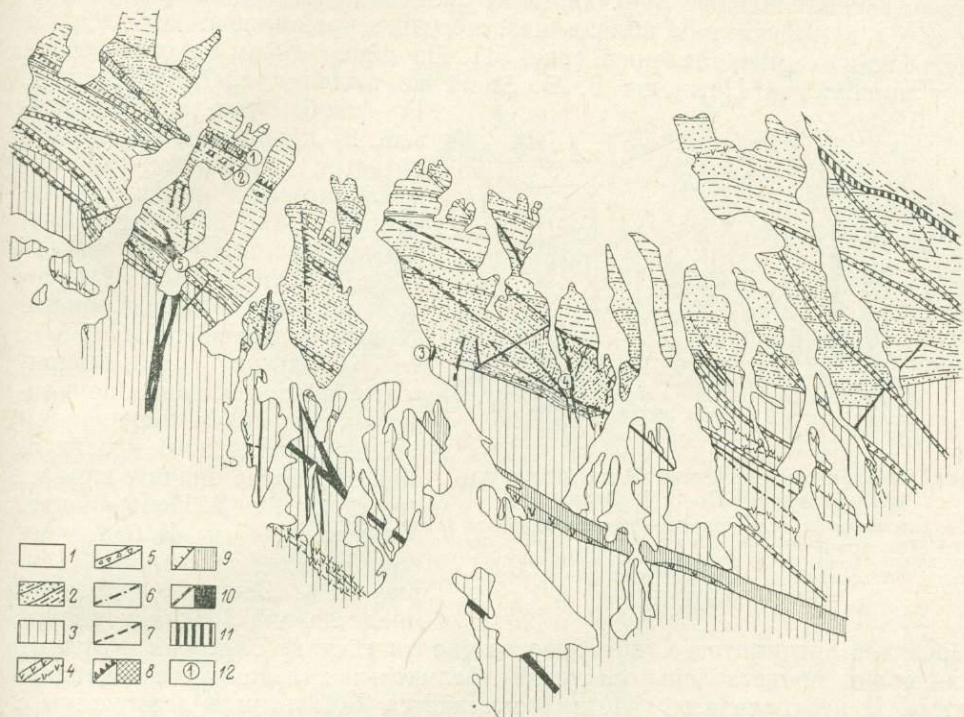


Рис. 50. Рудопроявление Цимирцы. По Б. В. Зинченко.

1 — четвертичные отложения; 2 — нижняя толща цейлаханской свиты, аргиллиты и алевролиты с пластами песчаников; 3 — средняя толща цейлаханской свиты, аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников; 4 — дайки основного состава (диабазы, габбро-диабазы); 5 — зоны дробления и брекчирования; 6 — мелкие и сопряженные разрывные нарушения; 7 — предполагаемые разрывные нарушения; 8 — зоны с кобальтиновым и халькопирит-кобальтиновым оруденением; 9 — зоны с пирротин-сфалерит-кобальтиновым оруденением; 10 — зоны с халькопиритовым оруденением; 11 — зоны с полиметаллическим оруденением; 12 — рудные зоны: 1 — Центральная, 2 — № 2, 3 — Малахитовая стенка, 4 — Кобальтиновая стенка, 5 — «Столбы»

собой серии сближенных минерализованных зон и разрывов, оперяющих Хновский разлом (Огалматхет — «медное»), или одиночные линзовидные зоны, располагающиеся непосредственно в его плоскости (Мичератхет). Простираение рудных зон северо-западное, падение крутое к северо-востоку. Обычно это линейно вытянутые участки дробленных аргиллитов и песчаников, которые в отдельных интервалах пронизаны кварцевыми, халькопиритовыми, реже пиритовыми и кварц-карбонатными прожилками, цементирующими обломки вмещающих пород. Основными минералами являются халькопирит, пирит, кварц, хлорит, редко наблюдаются карбонаты, сфалерит, спорадически отмечаются пирротин и галенит. Среди кварц-халькопиритовых рудопроявлений в Хнов-Борчинском районе встречаются существенно обогащенные кобальтом, которые выделяются как особый минеральный тип. Представителем этого типа могут быть жилы рудного поля Цимирцы (рис. 50), расположенного в северо-западной части Хнов-Борчинского района, где сопрягаются Главный Кавказский и Хновский разломы. Большин-

ство входящих в него рудопроявлений расположено в пределах Отгальского (Шахнабад-Мазинского) горст-антиклинория, сложенного песчано-глинистыми отложениями верхнего тоара и аалена. Рудные зоны и штоки залегают в цейлаханской свите верхнего тоара, а также в пересекающих их многочисленных дайках диабазов. Основной складчатой структурой района является Деавгайская антиклиналь, ядро которой осложнено узкими складками с размахом крыльев до 70—150 м и углами наклона 60—80°. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы, окварцованные брекчии, зоны скопления мелких кварцевых прожилков в дайках или вблизи них, несущие прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию (рис. 51). По минеральному составу среди рудопроявлений Цимирыцы Б. В. Зинченко выделил следующие типы:

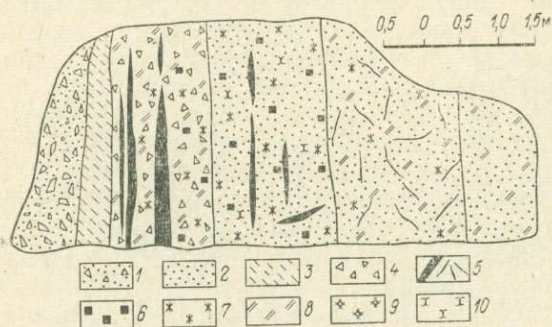


Рис. 51. Зарисовка расчистки 34 на рудопроявлении Цимирыцы. По Б. В. Зинченко.

1 — делювиальные отложения; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — дробленые участки пород; 5 — рудные прожилки; 6 — вкрапленность рудных минералов; 7 — охры, ожелезнение; 8 — окварцевание; 9 — карбонатизация; 10 — хлоритизация

1) кобальтин-халькопиритовый, 2) кварц-халькопирит-пиритовый, 3) пирит-галенит-сфалеритовый (полиметаллический), 4) пирротин-сфалерит-кобальтиновый, 5) карбонат-халькопиритовый. Наиболее широко распространены первый и второй типы.

Кобальтин - халькопиритовые рудопроявления приурочены к разрывным нарушениям субмеридионального простирания. Наиболее значительны из них зоны 1 и 2, Центральная, Малахитовая и Кобальтиновая стенки, «Столбы» (см. рис. 51). Зона Центральная представлена окварцованной

брекчией аргиллитов. С поверхности она интенсивно окислена и рудные минералы представлены эритрином, реликтами халькопирита и кобальтина. В неокисленных участках отмечается кобальтин в ассоциации с халькопиритом в виде прожилково-вкрапленных и гнездовидных выделений. На северном фланге зоны обнаружен рудный столб с прожилково-вкрапленным халькопиритовым оруденением, содержащим участки богатых прожилково-сетчатых руд.

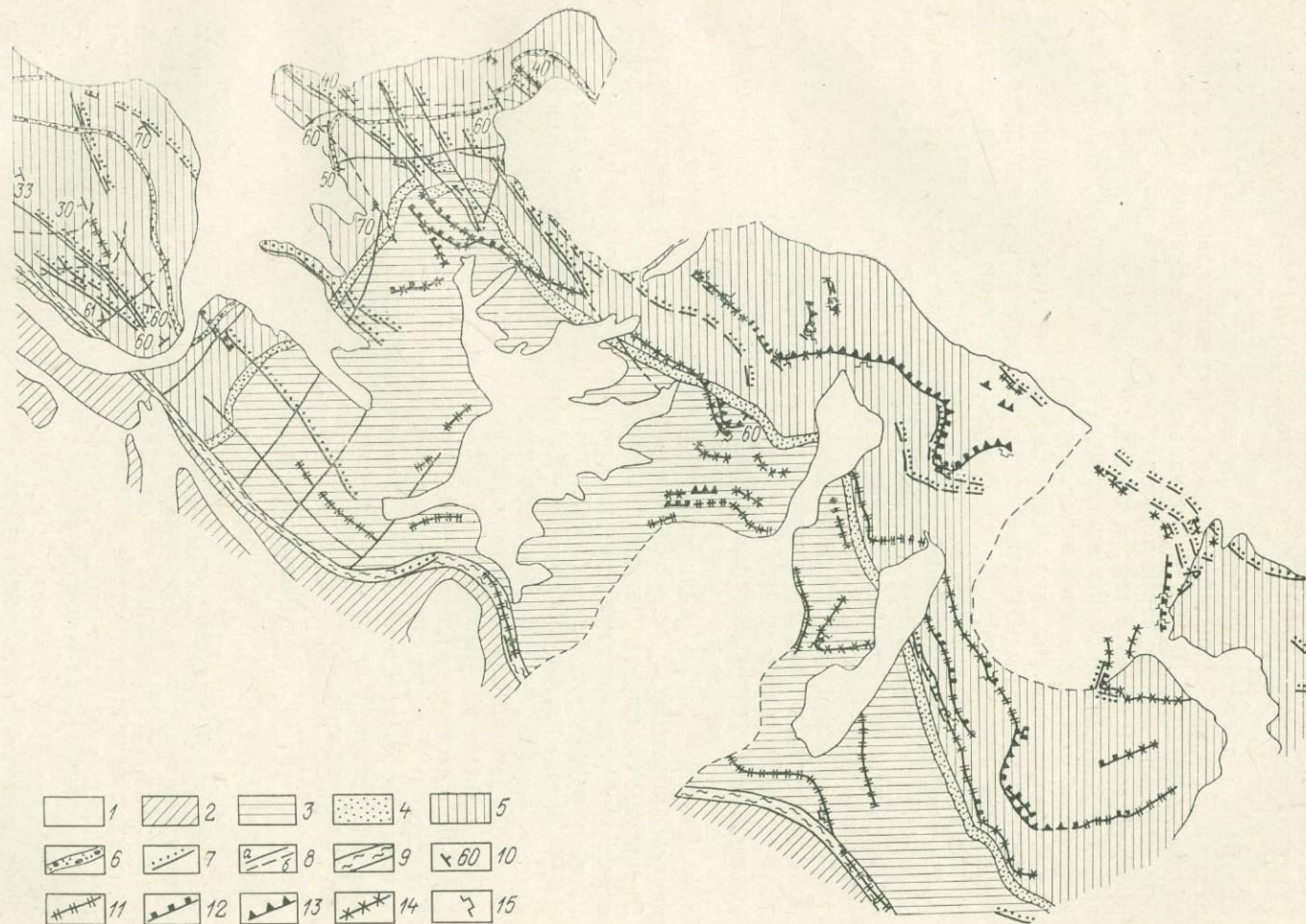
Кварц-халькопирит-пиритовые рудопроявления залегают в разломах общекавказского простирания. Наиболее крупное из них представляет собой зоны перемятых и окварцованных пород с участками, содержащими вкрапленность и прожилки сульфидов. Простирание ее 340°, падение юго-западное под углом 65—80°.

Карбонат-халькопиритовые рудопроявления представляют собой скопления мелких карбонатных жил в зонах общекавказского простирания. В жилах присутствует халькопирит, иногда с галенитом и сфалеритом, а в тех, которые залегают на контактах даек диабазов, отмечаются повышенные содержания сурьмы. Судя по ряду признаков, эти жилы образовались позднее других минеральных ассоциаций рудного поля Цимирыцы.

Полиметаллические рудопроявления района. Данные рудопроявления (Борч I, Огалматхетское — «полиметаллическое», Хновское и др.) концентрируются в висячем боку Ахтычайского разлома. Наиболее значительно рудопроявление Борч I (рис. 52). Оно расположено на правом склоне р. Ахтычай в зоне Ахтычайского разлома. Участок рудопроявления сложен рассланцованными темно-серыми аргиллитами верхнеялахкамской подсвиты, прорванными многочисленными дайками диабазов и кварцевых порфиритов. Породы, слагающие

Рис. 52. Схематическая геологическая карта рудопроявления Борч I. По Н. Т. Романову.

1 — четвертичные отложения; 2 — гепцайская свита (песчаники, аргиллиты с прослоями и линзами тунешштейнов); 3 — ялахкамская свита, верхняя толща (аргиллиты с редкими прослоями песчаников); 4 — ялахкамская свита, средняя толща (чередование аргиллитов и песчаников); 5 — ялахкамская свита, нижняя толща (аргиллиты, алевролиты с редкими прослоями песчаников); 6 — тонкие пачки песчаников; 7 — диабазы, диабазовые порфиры и кварцевые порфиры; 8 — разрывные нарушения; а — достоверные, б — предполагаемые; 9 — зона смятия и дробления; 10 — элементы залегания пород; 11 — безрудные кварцевые жилы; 12 — кварцевые жилы с полиметаллической минерализацией (галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом); 13 — пирротиновые жилы с полиметаллическим оруденением; 14 — заохранные зоны и участки в жиле; 15 — штольни



участок, рассечен многочисленными разрывами и собраны в мелкие складки, запрокинутые к северо-востоку. По данным Н. К. Русанова, В. П. Комарова, Н. Т. Романова, К. С. Дивакова и др., рудопоявление Борч I представлено серией линзовидных жил, приуроченных к нарушению северо-западного, реже субмеридионального простирания с углами падения 10—50° к юго-западу. Здесь отмечено 10 значительных и большое число мелких рудных жил. Строение жил четковидное, прерывистое. Рудные жилы разобщены безрудными интервалами, иногда содержащими окварцованные брекчии и кварц-карбонатные прожилки с убогой сульфидной вкрапленностью.

Рудные минералы жил представлены пиритом, галенитом, сфалеритом и пирротинном. Отмечаются случаи весьма высоких содержаний пирротина, образующего иногда линзы сплошных руд с наложенным богатым полиметаллическим оруденением. Содержание пирротина возрастает вблизи Ахтычайского разлома. В подчиненном количестве находится халькопирит. Редко встречаются магнетит, кубанит и киноварь. Среди жильных преобладает кварц, реже встречаются кальцит, сидерит, хлорит и серицит.

Текстуры руд гнездовидные, прожилковые, вкрапленные, реже полосчатые и массивные. Последовательность рудообразования в жильном поле Борч I выражается тремя стадиями: 1) кварц-пиритовой, 2) пирротин-халькопирит-полиметаллической, 3) карбонатной с кварцем.

Помимо описанных зон рудных концентраций многочисленные рудопоявления полиметаллической и кварц-халькопиритовой рудных формаций находятся северо- и юго-восточнее Хнов-Борчинского района. Значительная группа рудопоявлений (Цейхурская), относящихся преимущественно к кварц-халькопиритовой рудной формации и по характеру оруденения близких аналогичным проявлениям северной части Хнов-Борчинского района, находится северо-восточнее Хновского разлома в пределах ядра Оттальского горст-антиклинория.

Полиметаллические рудопоявления образуют две группы. Одна (Куруш-Мазинская) развита на юго-восточном продолжении структур Хнов-Борчинского района вдоль Ахтычайского разлома, в пределах Хновской и Курдильской ступеней южного склона мегантиклинория, другая (Фалфано-Смугульская) концентрируется северо-восточнее района, на северной окраине Оттальского горст-антиклинория вдоль Самурского разлома.

## Самурский рудный район

### *Геологическое строение*

Самурский рудный район расположен в осевой части Главного Кавказского хребта. Он приурочен к Ахтычайскому разлому и оперяющим его структурам, вдоль которых произошло внедрение многочисленных даек основного состава и изливания лав. В геологическом строении района участвуют нижне-среднеюрские песчано-глинистые отложения и изверженные породы основного и редко кислого состава (рис. 53). По данным В. П. Павлова, Б. П. Лучникова, Г. И. Иванова и др., наиболее древние из них имеют средне-верхнетюрский возраст и слагают Оттальский горст-антиклинорий, имея мощность 2500—6000 м. В нижней части среднего тоара преобладают песчаники, в верхней — аргиллиты. Верхнетюрские отложения характеризуются переслаиванием аргиллитов и алевролитов, относящихся к цейлаханской и ногабской свитам. Ааленский ярус, разделяющийся на нижний и верхний подъярусы, представлен переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с возрастанием песчаности к верхам каждого подъяруса. К нижнему подъярусу отнесены отложения михрекской свиты и нижне-ялахкамской подсвиты общей мощностью 2800—3650 м. Верхнеаален-

ские отложения, представленные верхнеялахкамской подсвитой, гепчайской и кимихурской свитами, слагают полосу южнее Ахтычайского разлома и имеют мощность 2200—4400 м. В глинистых породах аалена отмечены конкреции и линзы глинистых сидеритов и пиритовые стяже-

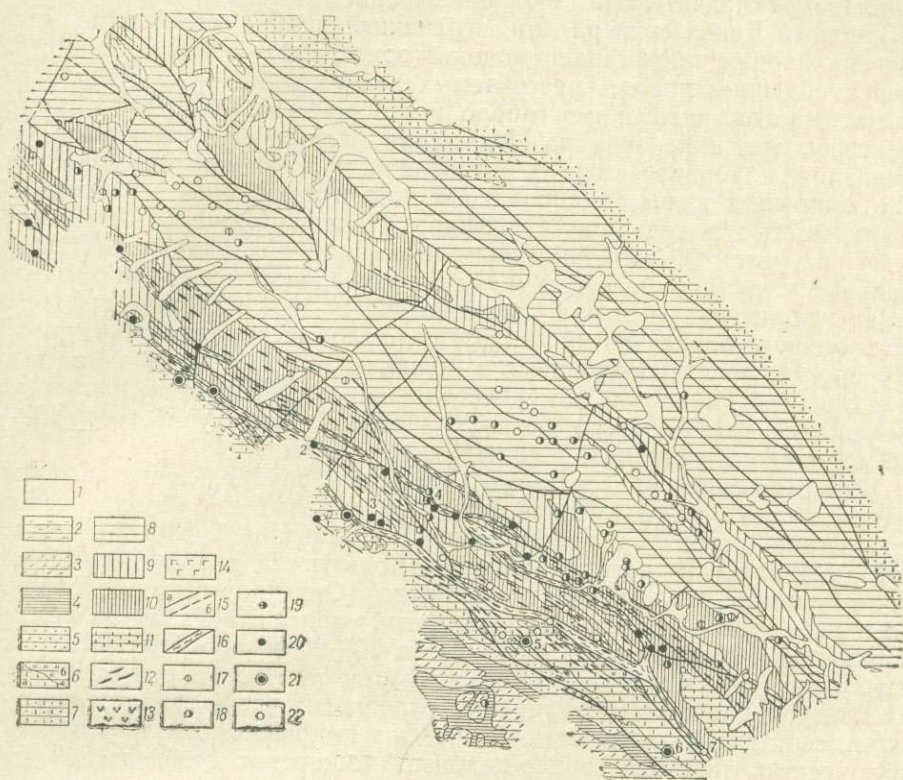


Рис. 53. Самурский рудный район. По Г. И. Иванову.

1 — четвертичные континентальные отложения; 2 — батский ярус (алевролиты, песчаники, аргиллиты); 3 — байосский ярус (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 4 — кимихурская свита (алевролиты, песчаники, аргиллиты); 5 — гепчайская свита (аргиллиты с тугенштейнеми); 6 — ялахкамская свита: а — верхнеялахкамская подсвита (аргиллиты, алевролиты, песчаники, на Главном хребте — аргиллиты, покровы эффузивных пород), б — нижнеялахкамская подсвита (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 7 — карахская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 8 — михрекская свита (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 9 — ногабская свита (аргиллиты, пласты песчаников); 10 — цейлаханская свита (песчаники, пачки алевролитов и аргиллитов); 11 — среднетюркский подъярус (аргиллиты, песчаники); 12 — дайки диабазов и диабазовых порфиритов; 13 — интрузивные породы (габбро, габбро-диабазы, монзониты); 14 — эффузивы основного состава (спилиты, базальты, андезиты, базальты и вариолиты); 15 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — зоны дробления; 17 — кварц-пиритовые жилы; 18 — рудопроявления кварц-халькопиритовой формации; 19 — рудопроявления медно-кобальтовые; 20 — рудопроявления медно-пирротиновой формации; 21 — рудопроявления колчеданно-полиметаллической формации; 22 — рудопроявления полиметаллической формации; наиболее крупные рудопроявления: 1 — Балакское, 2 — Гиргил, 3 — Динди-чайское, 4 — Кальяльское, 5 — Аттагай I, 6 — Курдул II, 7 — Курдул I

ния. Гепчайская свита содержит прослой и линзы глинистых известняков.

В структурном отношении Самурский рудный район охватывает ядро и южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, вытягиваясь вдоль Главного (Ахтычайского) разлома. В ядре мегантиклинория, характеризующемся сложным блоковым строением, по данным Г. И. Иванова, выделяются Оттальский горст-антиклинорий и Гилямущский грабен\*. В южном крыле мегантиклинория, южнее Ахтычайского разлома, располагаются Курдульская и Гдымская ступени, разделенные Хурайским разломом. Основные структуры района осложнены второстепен-

\* Другими исследователями здесь выделяется Шахнабад-Мазинский антиклинорий, его северное и южное крылья.

ной складчатостью общекавказского направления и разрывными нарушениями. В Оттальском горст-антиклинории и Гилямшском грабене развиты симметричные складки, осложненные складчатостью более высоких порядков. Южное крыло мегантиклинория характеризуется изоклинальной складчатостью с опрокидыванием складок к юго-западу.

Главный Кавказский разлом, ограничивающий с юго-запада ядро мегантиклинория, представлен мощной зоной (200—500 м) перемятых и передробленных пород, рассекаемых дайками диабазов и диабазовых порфиритов, интрузиями габбро и габбро-диабазов. Для разлома характерно неоднократное возобновление подвижек, проявление окварцевания, карбонатизации, хлоритизации и почти повсеместное развитие кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков с рассеянной вкрапленностью и гнездами сульфидов. Падение разлома северо-восточное под углом 30—90°, иногда юго-западное, преобладают близвертикальные углы. В районе р. Курдул он распадается на две ветви. Суммарная амплитуда смещения достигает 2500—3000 м. Приподняты северо-восточные блоки. Из числа других разломов выделяются Пирский и Хурайский, прослеживающиеся в общекавказском направлении южнее и севернее Главного. Это субвертикальные взбросы с амплитудами перемещения для Пирского до 1000—1500 м, для Хурайского 400—1000 м. По обоим разломам подняты южные блоки.

Магматические образования в Самурском районе, представленные среднетоарскими и верхнеааленскими эффузивами и дайками основного состава, развиты в полосе между Пирским и Хурайским разломами. Наибольшим распространением пользуются диабазовые дайки в зоне Главного разлома или вблизи него. Они прорывают отложения от среднего тоара до верхнеялахкамской подсвиты верхнего аалена включительно. Мощность их от 1—2 до 10—20 м, протяженность десятки, иногда сотни метров. Малые интрузии отмечены в тектоническом блоке между Главным и Хурайским разломами, где в породах верхнеялахкамской подсвиты и частично в низах гепцайской свиты известно около десятка интрузий габбро-диабазов мощностью от 50 до 200 м и протяженностью до 2—4,5 км. Покровы спилитов, вариолитов и андезитобазальтов мощностью до 10 м (иногда до 200 м) залегают в глинистых толщах среднего тоара и верхнеялахкамской подсвиты аалена в бассейне р. Аттагай и в районе Диндидагского перевала.

### *Эндогенное оруденение*

Многочисленные рудопроявления Самурского рудного района относятся к колчеданно-полиметаллической, медно-пирротиновой, полиметаллической и кварц-халькопиритовой рудным формациям. Они концентрируются вдоль основных тектонических нарушений: Главного Кавказского, Пирского и Самурского разломов (см. рис. 53).

Много рудопроявлений, в большинстве медно-пирротиновой и кварц-халькопиритовой формаций, расположены вдоль северной ветви Главного разлома (см. рис. 53) и приурочены к наиболее приподнятой части Оттальского горст-антиклинория, где в верхнетоарских отложениях широко развиты дайки диабазов. Рудопроявления представлены зонами вкрапленной и прожилковой сульфидной минерализации, кварц-сульфидными жилами и массивными сульфидными линзами.

Другая группа рудопроявлений преимущественно полиметаллической и колчеданно-полиметаллической рудных формаций тяготеет к южной ветви Главного разлома между горой Гудурдак на западе и верховьями р. Курдул на востоке. Это область Курдульской ступени мегантиклинория Большого Кавказа и южной окраины Оттальского горст-антиклинория, где интенсивно проявлен магматизм основного состава. Оруденение этой полосы преимущественно прожилково-вкрап-

ленное и жильное, реже массивное. Вкрапленное оруденение тяготеет к дайкам диабазов в зоне Главного разлома. Полиметаллическое оруденение, преимущественно сфалеритовое, часто с включениями халькопирита, концентрируется в кварцевых жилах, брекчированных и окварцованных участках тектонических зон. Иногда встречаются массивные линзы сульфидов.

Многочисленная группа рудопроявлений кварц-халькопиритовой и полиметаллической рудных формаций расположена вдоль Самурского разлома в пределах Гиямушского грабена и Хултайдагского антиклинория, между с. Ихрек и долиной р. Дюльтычай. Здесь рудопроявления приурочены к зонам дробления общекавказского простирания. Оруденение неравномерное, прожилково-вкрапленное, локализуется в окварцованных брекчиях, кварцевых жилах и прожилках.

Наиболее значительные рудопроявления Самурского рудного района относятся к колчеданно-полиметаллической, медно-пирротиновой и полиметаллической формациям и группируются вдоль Главного разлома, охватывая полосу между его северной ветвью и Хурайским разломом.

Колчеданно-полиметаллическая рудная формация. К этой рудной формации в пределах Самурского рудного района отнесены два рудопроявления: Курдул и Аттагай I.

*Рудопроявление Курдул II* расположено на левом берегу одноименной реки. Несмотря на незначительные размеры оно весьма интересно в смысле расшифровки последовательности и условий образования колчеданно-полиметаллических руд и поэтому было детально изучено и описано В. Б. Черницыным, М. Б. Дзетовецким, К. С. Диваковым, Д. А. Апостоловым и Р. Н. Гагиевым. Приводится описание, сделанное перечисленными авторами.

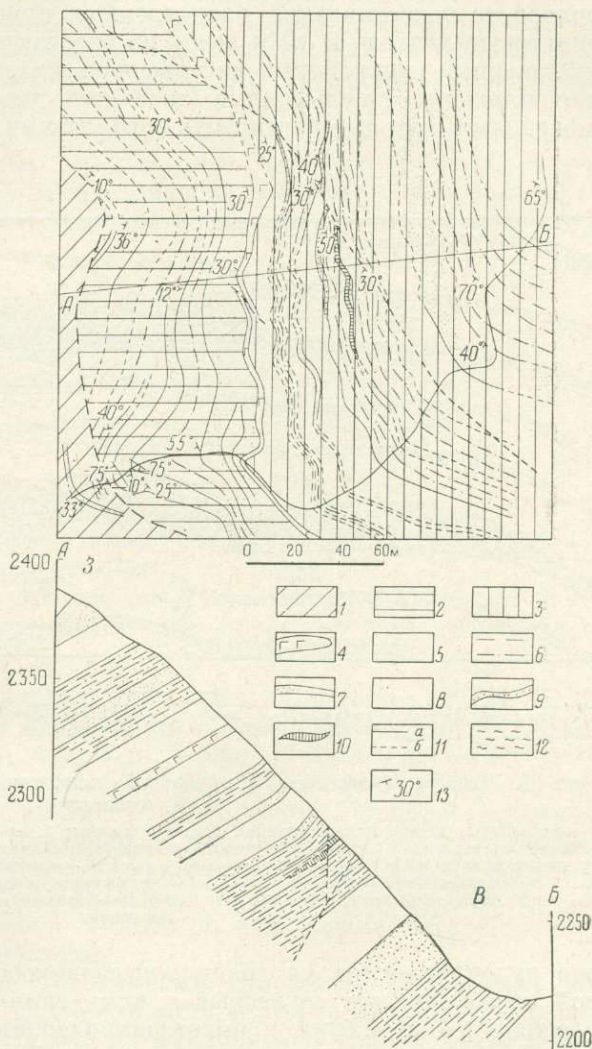


Рис. 54. Геологическая схема рудопроявления Курдул II. По М. Б. Дзетовецкому.

1 — гепцайская свита верхнего аалена; 2 — шестая пачка верхнеялахкамской подсвиты верхнего аалена; 3 — пятая пачка верхнеялахкамской подсвиты; 4 — силлы габбро-диабазов; 5 — аргиллиты; 6 — переслаивание аргиллитов и песчаников; 7 — пласты песчаников; 8 — пакеты песчаников; 9 — горизонт песчаников, насыщенный конкрециями пирита; 10 — колчеданная залежь; 11 — разломы; а — установленные, б — предполагаемые; 12 — зоны смятия; 13 — элементы залегания

Рудопроявление приурочено к юго-западному крылу крупной антиклинали и залегает в верхнеялахкамской подсвите аалена в пачке чередующихся горизонтов аргиллитов и пакетов тонкого переслаивания их с песчаниками (рис. 54). В верхней части этой пачки в пакете подобного переслаивания располагается пласт песчаника, вмещающий пиритовую залежь. В 10 м выше по разрезу располагается второй пласт, насыщенный конкрециями дисульфидов железа. Пачка пород, содержащая горизонты с сульфидами, сменяется существенно песчанистыми отложениями, которые перекрыты аргиллитами гепцайской свиты. В рай-

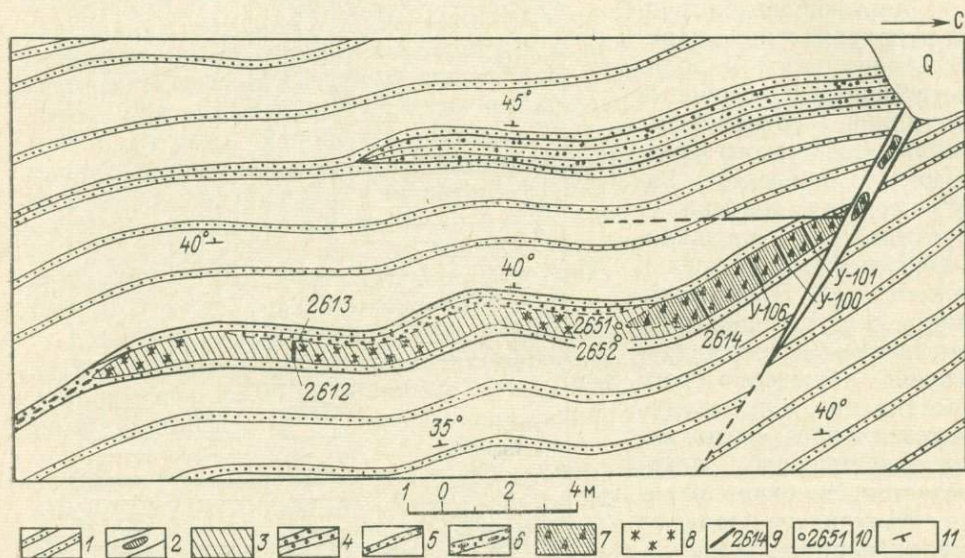


Рис. 55. План рудного тела и горизонта конкреций пирита. По Р. Н. Гагиеву и Д. А. Апостолу.

1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники верхнего аалена; 2 — разрывные нарушения; 3 — линза массивного колчедана; 4 — конкреции пирита в пласте песчаника; 5 — скопления и единичные конкреции пирита в висячем боку колчеданной линзы; 6 — глинисто-сидеритовые и пиритовые конкреции; 7 — медно-свинцово-цинковая руда; 8 — интенсивно окисленные участки колчеданной линзы; 9 — бороздовые пробы и их номера; 10 — пунктирно-бороздовые пробы и их номера; 11 — элементы залегания

оне рудопроявления на границе песчаниковой и аргиллитопесчаниковой пачек залегает согласный с ними силл габбро-диабазов. Он прослеживается на 4,5 км и имеет наибольшую мощность 25 м.

Структура рудопроявления проста. Породы, падающие к юго-востоку, залегают моноклинально, изменяя простирание от северо-западного к северному и вновь к северо-западному. Наиболее крупным нарушением предполагается сброс вблизи контакта верхнеялахкамских и гепцайских отложений, по которому опущено юго-западное крыло. Второй менее крупный разлом северо-западного простирания срезает пиритовые линзы в их северной части.

Основное рудное тело представляет собой согласно залегающий с вмещающими породами пласт колчеданной руды (рис. 55). На южном фланге пласт постепенно выклинивается и на его продолжении наблюдаются конкреции сидерита и дисульфидов железа (рис. 56), на севере пласт срезается разрывом. По мощности колчеданное тело в соответствии с характером руд разделяется как бы на два. Его нижние две трети представляют массивную колчеданную руду, сложенную пиритом. В кровле массивные руды постепенно сменяются округлыми скоплениями шаровидных конкреций пирита размерами от долей до целых сантиметров. Пространство между ними заполнено вмещающей

породой. В массивной пиритовой руде также наблюдаются очертания шаровидных тел. При ударе молотком из макроскопически массивного колчедана выкалываются шаровидные обломки. Под микроскопом в отдельных участках наблюдается ее глобулярное строение.

В южной половине колчеданной линзы в удалении от срезающего ее нарушения массивная колчеданная руда почти нацело сложена пиритом, очень редко наблюдаются сфалерит, пирротин, халькопирит. Жильные минералы отсутствуют.

Совершенно иное строение имеет северная часть рудного пласта, примыкающая к срезающему его разлому. Здесь на брекчированную пиритовую массу наложено медно-свинцово-цинковое с небольшим количеством кварца оруденение, которое в виде прожилков, участков ме-

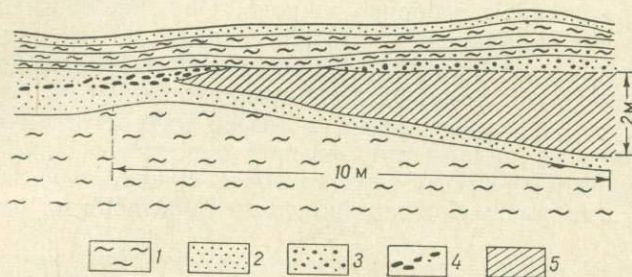


Рис. 56. Южное выклинивание колчеданной линзы. По Д. А. Апостолову.

1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — сферические пиритовые конкреции; 4 — глинисто-сидеритовые и пиритовые конкреции; 5 — линза массивного колчедана

тасоматического замещения и т. п. проникает в пиритовую линзу. Руду слагают пирит, сфалерит и халькопирит. Встречаются пирротин, галенит и арсенипирит. Содержание меди, цинка и свинца достигает промышленных величин, причем оно максимально вблизи разлома и постепенно снижается при удалении от последнего. Подобное строение линзы наблюдается в прилегающем к нарушению интервале длиной около 10 м. Здесь, так же как и на южном окончании, в руде встречаются реликты радиально-лучистого строения размерами от 0,01 мм до 2 мм в диаметре. По-видимому, именно по ним развиваются округлые агрегаты поздних рудных минералов.

Горизонт песчаников с конкрециями сульфидов расположен на 10 м выше по разрезу от рудного пласта и также залегает согласно с вмещающими породами. На юге он выклинивается, а на севере перекрывается четвертичными образованиями. Предполагается, что нарушение, срезающее рудную линзу, ограничивает и горизонт с конкрециями. Песчаники, сложенные обломками кварца, плагиоклаза, чешуек биотита с кремнисто-глинистым цементом заполнения пор, содержат многочисленные сферические конкреции сульфида железа размерами от десятых долей до целых сантиметров в диаметре. Обычно на площадке  $10 \times 10$  см их встречается 15—20 штук (макроскопически заметных). На отдельных участках концентрация конкреций резко увеличивается и они образуют гнезда размерами  $3 \times 5$  см или субпараллельные сближенные цепочки, согласные со слоистостью. Здесь же встречаются кубики пирита и пылевидные его скопления, также согласные со слоистостью. Форма сульфидных конкреций шарообразная, на их поверхности обозначаются пирамидальные головки кристаллов, слагающих радиально-лучистые агрегаты. Облик конкреций и шариков из верхней части рудоносного пласта совершенно идентичен. Они сходны и по элементному составу. И в одних, и в других отсутствует или редко встречается серебро, невелико содержание свинца.

Внешний облик, строение, состав и другие данные позволяют предположить, что шаровидные образования пирита из рудного пласта и пласта песчаников имеют одинаковую природу и, по-видимому, их формирование тесно связано с накоплением и диагенезом осадков.

Это предположение, как и находка подобных скоплений сульфидов на Курдуле II, не представляется чем-то исключительным. В юрских толщах Дагестана подобные образования наблюдались неоднократно как в районах нахождения руд, так и без связи с ними. Пиритовые и марказитовые конкреции известны в районах Кизил-Дере, Филизчай, Хнова и в других местах. Сингенетический пирит в виде конкреций, прослоев, линз, пылевидных скоплений, хорошо развитых кристаллов часто встречается в осадочных породах аспидной формации. Показателен в этом отношении район рудопроявления Мушлак, где пиритовые прослои распространены особенно широко. Они, как и вмещающие их осадки, образуют напряженные мелкие складки. При наложении на них прожилковой минерализации наблюдается избирательный метасоматоз: наиболее легко замещаются пиритовые тела.

Реликты конкреционных форм, а также микроглобулярные структуры отмечались на ряде месторождений непосредственно в промышленных рудах, что еще более подчеркивает существенность описываемых фактов для расшифровки процессов образования колчеданных руд.

Приведенные данные позволяют представить историю формирования рудопроявления Курдул II следующим образом. В первый этап минералообразования в условиях осадконакопления и диагенеза в существенно песчаном осадке образовались конкреции пирита, которые в отдельных участках слились в единый пласт, почти нацело ими сложенный. В более позднее время по разлому, прошедшему через северный конец пиритовой линзы, проникли гидротермальные растворы, которые окончательно консолидировали пиритовую линзу и обогатили ее свинцом, цинком и медью. По этому нарушению подвижки продолжались и несколько позднее. Они брекчировали руду и растащили ее обломки.

*Рудопроявление Аттагай I*, также относящееся к колчеданно-полиметаллической формации, расположено в среднем течении р. Аттагай к югу от южной ветви Главного (Ахтычайского) разлома. Аттагайское рудное поле, в котором помимо данного рудопроявления известно еще несколько полиметаллических, расположенных севернее, и большое количество кварц-пиритовых жил, сложено песчано-глинистыми отложениями цейлаханской, ногабской и ялахкамской свит. Породы собраны в складки северо-западного простирания и секутся дайками диабазов. Мощность зоны смятия Ахтычайского разлома, являющейся рудоконтролирующей структурой, достигает 0,5—0,8 км. Оруденение локализуется в оперяющих зону с юга трещинах, приуроченных к северо-восточному крылу крупной синклиналиной складки, сложенному породами верхнеялахкамской подсвиты.

Рудопроявление Аттагай I (рис. 57) приурочено к разлому северо-западного простирания (азимут падения 220—240°, угол падения 60—70°). На флангах рудная зона срезается нарушениями северо-восточного направления. В пределах зоны выделяются рудные тела, одно из которых, по данным Д. А. Апостолова и К. С. Дивакова, представлено линзой массивных и прожилково-вкрапленных руд, в которых преобладают пирротин и пирит, реже встречаются халькопирит, сфалерит и галенит, а кварц и карбонаты занимают по отношению к сульфидам подчиненное положение. На рудопроявлении отмечена вертикальная зональность. В нижней части зоны обнажаются преимущественно массивные пирротиновые руды с включениями пирита и халькопирита и небольшим количеством жильных минералов. Выше сульфидные руды

постепенно сменяются кварцем с вкрапленностью рудных минералов. По данным геофизических работ на глубине предполагается наличие массивных пирротиновых руд.

Последовательность выделения рудных минералов соответствует следующему ряду: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит. Пирит корродируется пирротинном, зерна его имеют зональное и зонально-колломорфное строение. Халькопирит, находящийся с пирротинном в тесном сростании, присутствует в нем в виде включений или образует прожилки и рассекает последний. Сфалерит I содержится в пирротине в виде включений, образуя структуры распада твердого раствора. Сфалерит II и галенит рассекают более ранние минералы. Спектральным анализом отмечаются кобальт, мышьяк, олово и серебро.

Полиметаллические рудопроявления Аттагайского рудного поля обычно представлены кварцевыми жилами и окварцованными зонами дробленных пород с прожилково-вкрапленной халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовой минерализацией. Простираение этих рудных зон и жил северо-западное ( $300-340^\circ$ ), падение юго-западное под углом  $50-80^\circ$ .

Медно-пирротиновая рудная формация представлена в Самурском рудном районе многочисленными рудопроявлениями, среди которых наиболее крупным считается *Кальял*. Оно находится на левобережье р. Самур и входит в Кальяльское рудное поле, которое приурочено к северной ветви Главного Кавказского разлома в наиболее приподнятой части Оттагальского горст-антиклинория.

Сульфидная минерализация в пределах рудного поля, по данным Г. И. Иванова, развита на всю ширину зоны разлома. Рудные тела представлены линзами массивных руд, сериями прожилков в зонах смятия с рассеянной вкрапленностью сульфидов в алевролитах и аргиллитах цейлаханской и ногабской свит.

В зонах смятия отмечаются участки брекчированных пород (диабазов, алевролитов, аргиллитов) с пирротиновым цементом. Основные рудные минералы пирротин, пирит, марказит, халькопирит, реже встречается сфалерит, редко кобальтин. Среди жильных выделяется кварц. В виде примеси в рудах Кальяла отмечен кобальт. Геофизическими работами здесь выявлены аномальные участки, связанные с вкрапленными сульфидами и залегающими в них линзами массивных медно-пирротиновых руд.

Собственно Кальяльское рудопроявление представлено аналогичной рудной зоной, к северо-западу она ветвится и разделяется на апофизы. Среди апофиз выделяются наиболее крупные: Первая, Вторая и Третья рудные зоны (рис. 58). С поверхности зоны сильно окислены, лимонитизированы и несут, как правило, лишь слабую пирротин-халькопиритовую минерализацию. Канавами и скважинами в отдельных частях зоны вскрыта кварцевая сыпучка, обломки кварца с вкраплен-

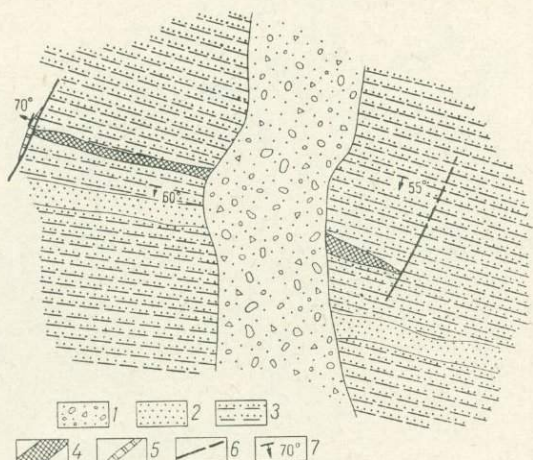


Рис. 57. Рудопроявление Аттагай I. По Б. П. Лучникову.

1 — современные аллювиальные отложения, галенитики, щебенка; 2 — песчаники; 3 — переслаивание аргиллитов и алевролитов; 4 — кварц-пирротиновая жила; 5 — кварцевая жила; 6 — тектонические нарушения; 7 — элементы залегания

ностью пирротина, участки прожилковой пирротин-халькопиритовой минерализации и кварцевой брекчии, сцементированной массивным пирротинном. В верховьях балки Глубокой обнаружена линза массивных пирротин-халькопиритовых руд. В пределах Второй рудной зоны сульфидная минерализация приурочена к прожилково-сетчатым выделениям кварца, отдельным кварцевым жилам и окварцованным брекчиям (развитие жильных кварцевых тел для Кальяльского рудного поля в общем не характерно).

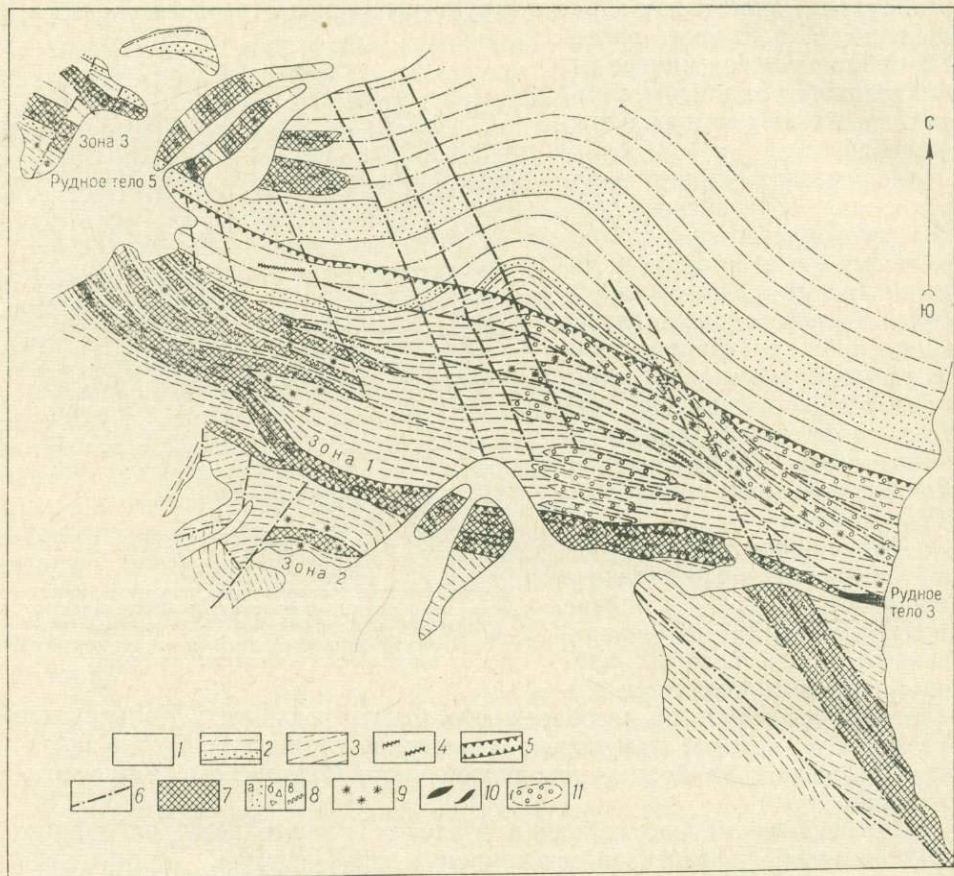


Рис. 58. Схематическая геологическая карта Кальяльского участка. По Г. И. Иванову.

1 — четвертичные отложения; 2 — цейлаханская свита, средняя толща, алевролиты, аргиллиты с пластами и прослоями песчаников; 3 — ногабская свита, нижняя толща, переслаивание алевролитов, аргиллитов, реже песчаников; 4 — дайки основного и среднего состава; 5 — первоначальные зоны деформаций Ахтычайского глубинного разлома; 6 — прочие тектонические нарушения; 7 — рудоносные зоны смятия; 8 — участки окварцевания (а), брекчирования (б), милонитизации (в); 9 — лимонитизация пород; 10 — массивное пирротинное оруденение; 11 — участки тонкопрожилковой и вкрапленной сульфидной минерализации в аргиллитах и алевролитах

Основные рудные минералы Кальяльского рудопоявления — пирит, пирротин, иногда халькопирит. Установлены знаки киновари. По данным Г. И. Иванова, в процессе рудообразования выделены следующие стадии: 1) кварц-альбитовая, 2) кварц-пиритовая, 3) кварц-пирротиновая с халькопиритом, 4) сфалерит-галенитовая.

Полиметаллическая рудная формация также известна в Самурском районе, в частности к ней относится рудопоявление *Курдул I*, пространственно совмещенное с кварц-халькопиритовыми жилами.

Рудопоявление расположено на правом берегу р. Курдул (рис. 59) и приурочено к зоне Главного Кавказского разлома. По данным Б. П. Лучникова, этот участок сложен песчано-глинистыми отложениями

ми верхнеялахкамской подсвиты и глинистыми отложениями цейлаханской свиты. М. Б. Дзетовецким и И. И. Черновым в районе рудопроявлений отмечены покровы эффузивов основного состава. В зоне смя-

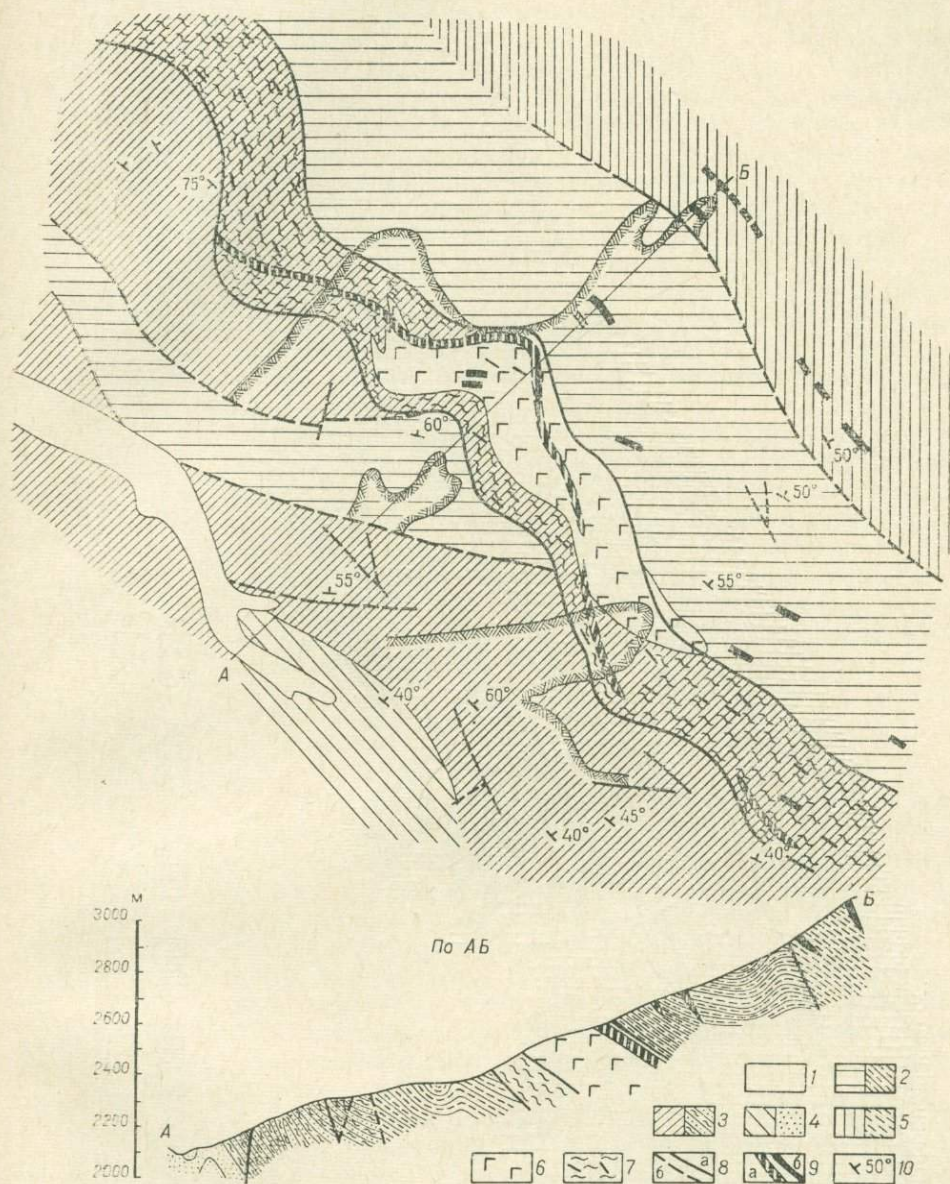


Рис. 59. Схематическая геологическая карта Курдульского рудного поля (Курдул I). По К. С. Дивакову и Б. П. Лучникову.

1 — аллювиальные отложения; 2 — верхнеялахкамская свита, верхняя сланцевая толща; 3 — верхнеялахкамская свита, средняя толща, переслаивание песчаников и сланцев; 4 — верхнеялахкамская свита, нижняя песчанниковая толща; 5 — верхний тоар, глинистые сланцы; 6 — интрузия габбро; 7 — зона смятия с дайками диабазов; 8 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 9 — рудные зоны: а — с полиметаллическим оруденением, б — с медным оруденением; 10 — элементы залегания

тия Главного разлома в пределах рудопроявления обнажается субогласная с вмещающей толщей интрузия габбро и многочисленные дайки диабаза, с которыми ассоциируют минерализованные зоны и жилы с полиметаллическим и кварц-халькопиритовым оруденением.

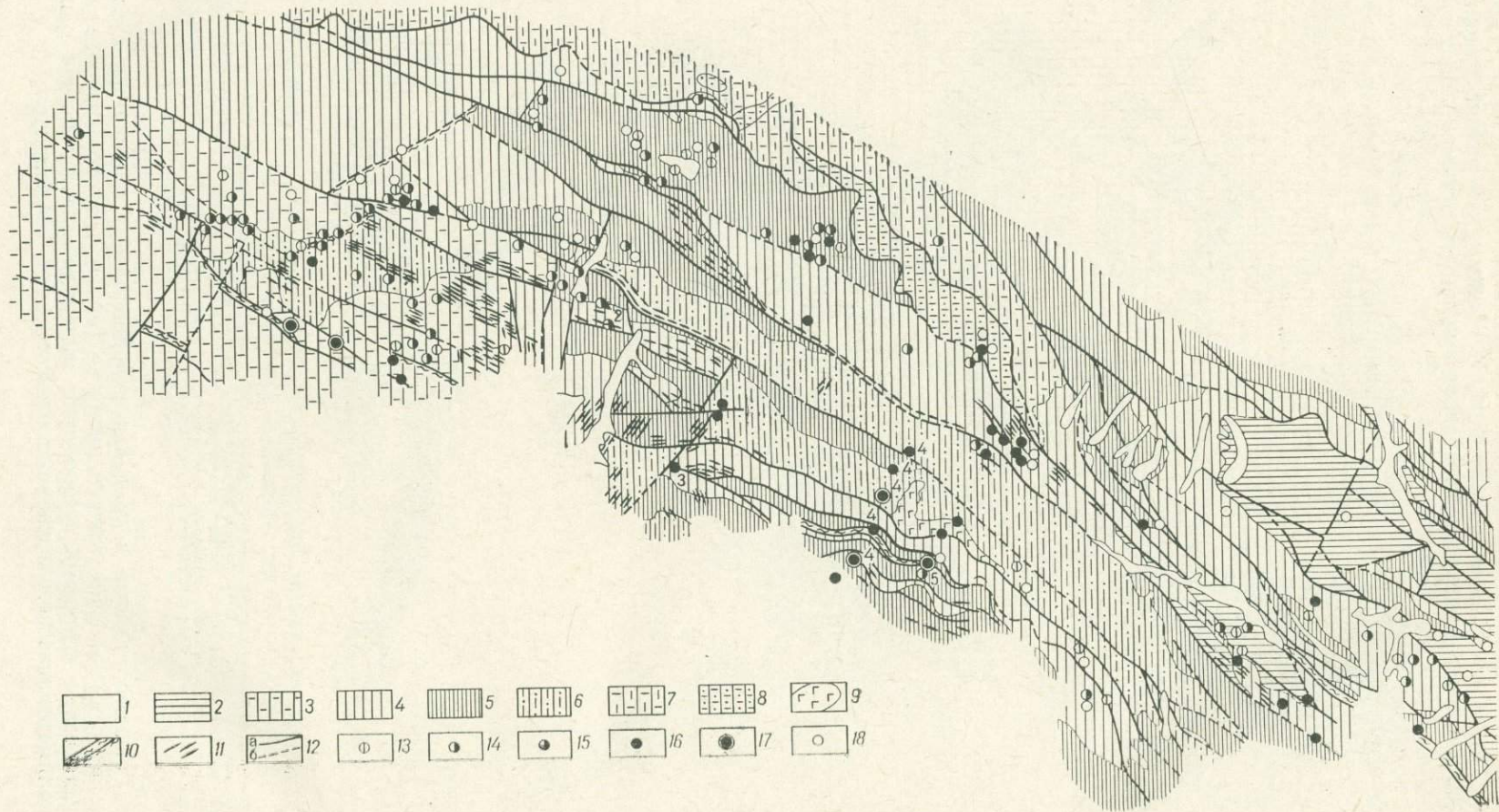


Рис. 60. Аварский (Джоахор-Мачхалорский) рудный район. По Г. П. Ипанову.

1 — четвертичные континентальные отложения; 2 — михрекская свита, аргиллиты, алевролиты, песчанники; 3 — верхнетоарский подъярус нерасчлененный, аргиллиты, пачки алевролитов и песчанников; 4 — ногабская свита, аргиллиты, пласты песчанников; 5 — пейлахская свита, песчанники, пачки алевролитов и аргиллитов; 6 — нижне- и средневоарский подъярус нерасчлененный, аргиллиты с простыми эффузивными породами; 7 — кварциновая свита, песчанники, пачки алевролитов; 8 — глазулинская свита, плотные аргиллиты; 9 — эффузивы основного состава (спилиты, базальты, андезиты, базальты и варнолиты); 10 — зоны дробления; 11 — дайки диабазов и диабазовых порфиритов; 12 — разрывные нарушения; 13 — кварц-пиритовые жилы; 14 — кварц-халькопиритовая формация; 15 — медно-кобальтовые; 16 — медно-пиритовая формация; 17 — колчеданно-полиметаллическая формация; 18 — полиметаллическая формация; рудопроявления: 1 — Золотое ущелье, 2 — Химрек, 3 — Бакадхур, 4 — Мачхалорская группа, 5 — Джоахор

Полиметаллическое оруденение, преобладающее на рудопроявлении, локализуется в рудных зонах, кулисообразно расположенных внутри зоны смятия Главного разлома. Наиболее крупная рудная зона сечет интрузию габбро и частично приурочена к ее висячему контакту. Простираение зоны  $310^{\circ}$ — $340^{\circ}$ , падение северо-восточное под углом  $30^{\circ}$ — $60^{\circ}$ . В пределах зон выделяются линзовидные тела кварц-карбонатных брекчий, к которым приурочено неравномерное, но часто богатое сульфидное оруденение. Основными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, редко встречается халькопирит, спорадически пирротин и пентландит. Из жильных минералов преобладают кварц, кальцит, присутствуют сидерит и барит. Текстуры руд прожилковокрапленные, реже полосчатые и массивные. В процессе рудообразования К. С. Диваковым выделяется три стадии: 1) кварц-пиритовая, 2) халькопирит-сфалерит-галенитовая, 3) кальцитовая.

Отмечающиеся на участке (несколько севернее) рудопроявления кварц-халькопиритовой формации тяготеют к зоне смятия Кальял-Хновского разлома. Они представлены тектоническими зонами смятия с густой сетью прожилков кварца и пирит-пирротин-халькопиритовой минерализацией. Простираение зон северо-западное с крутым северо-восточным падением. Основные рудные минералы пирит, пирротин и халькопирит, среди жильных преобладает кварц.

## Аварский рудный район

### Геологическое строение

Аварский рудный район (рис. 60) является непосредственным продолжением к западу полосы медных и свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений, широко распространенных в Самурском и Хнов-Борчинском районах. Географически Аварский район располагается в бассейнах рек Хзанор, Джурмут, Химрик — истоков Аварского Койсу и объединяет рудопроявления, группирующиеся в Кокзеборском, Генеколбском, Мачхалор-Джоахорском, Тлянадинском, Цумилухском, Тляротинском, Котляшском, Мушлакском и Верхнесамурском участках.

В строении района принимают участие песчано-глинистые отложения тоарского и ааленского возраста, включающие эффузивы основного (базальты, спилиты) и реже кислого (альбитофиры) состава. Эффузивы основного состава отмечены среди тоарских отложений в истоках Аварского Койсу, где вулканогенно-осадочные толщи нижнего — среднего тоара имеют мощность 1500 м. Гораздо меньше развиты подобные вулканические породы в верхнетоарских и нижнеааленских отложениях. Вспышка вулканизма имела место в верхнем аалене несколько восточнее описываемого района. Широко развиты в верховьях Аварского Койсу дайки диабазов и небольшие интрузии габбро, которые образуют две полосы, прослеживающиеся одна по южному борту Бежитинской депрессии, вторая вблизи водораздела Главного хребта.

В структурном отношении рассматриваемая территория охватывает южную часть мегантиклинория Большого Кавказа, разделяющуюся на горст-антиклинорий Главного хребта на юге и Бежитинский грабен на севере. В западной части района отмечено несколько субмеридиональных нарушений.

### *Эндогенное оруденение*

В соответствии с общим структурным планом и положением зон магматической активности в Аварском районе размещены и рудные образования. На юге района в пределах горст-антиклинория, где известны проявления эффузивной деятельности, развито оруденение колчеданно-полиметаллической формации (Мачхалор, Джоахор, верховья р. Мушлак). Здесь известны также кобальтовые (Химрик), медно-пирротиновые и уже совсем в малом числе жильные полиметаллические рудопроявления. Представители последних двух рудных формаций образуют устойчивую рудную зону в пределах Бежитинской депрессии (Кокзебор, Генеколаб, Тлярота, Тлянада и др.), причем ее характерный облик создается именно полиметаллическими рудопроявлениями, так как медно-пирротиновые известны как здесь, так и на юге в рудной зоне горст-антиклинория Главного хребта. Бежитинская рудная зона отличается от южной Мачхалор-Джоахорской тем, что здесь в песчано-глинистых отложениях, которые ее слагают, не встречаются эффузивные породы. К западу от полосы субмеридиональных нарушений зона полиметаллического оруденения несколько смещается к югу.

Наибольший практический интерес в Аварском рудном районе представляют рудопроявления колчеданно-полиметаллической формации. Типичные ее представители обнаружены в Мачхалор-Джоахорском рудном поле, которое расположено к северу от месторождений Филизчай. Здесь расположены рудопроявления Мачхалор I, II, III и IV.

В геологическом строении рудного поля принимают участие нижне-среднетюарские эффузивно-осадочные и верхнетюарские песчано-глинистые отложения, разделяющиеся на три толщи (снизу вверх): туфогенно-осадочную, эффузивно-осадочную и глинистую (рис. 61). Первая из них сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и лито-, витро- и кристаллическими туфами основного состава, составляющими от 10 до 25% разреза толщи. Более пестрым составом характеризуется эффузивно-осадочная толща, в которой наряду с осадочными породами отмечаются покровы вариолитов, базальтов, спилитов, диабазов; на них иногда залегают кремнистые прослои. Глинистая толща сложена аргиллитами с подчиненным количеством алевролитов.

Верхнетюарские отложения характеризуются большей песчанистостью разреза по сравнению с нижне-среднетюарскими и по литологическому составу подразделяются на две свиты (снизу вверх): песчаниковую цейлаханскую и глинистую ногабскую. Среди них отмечаются редкие покровы спилитов и альбитофиров и прослои туфов основного состава. В северной и южной частях рудного поля концентрируются дайки диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов, группирующихся в две полосы. В зоне Мачхалорского поперечного разлома отмечены небольшие тела габбро, тесно связанные по петрографическим и петрохимическим признакам с эффузивными образованиями нижне-среднетюарского возраста.

Продольными и поперечными нарушениями Мачхалор-Джоахорское рудное поле разбито на три блока (с юга на север): Чодоридагский, Боцкальский и Картляшский. Первый из них ограничен на юге Главным Кавказским, а на севере Чодоридагским разломами. Блок характеризуется моноклинальным (северо-восточным) залеганием слагающих его

верхнетоарских отложений и широким развитием даек. Боцкальский блок, приподнятый относительно предыдущего, ограничен на юге Чодоридагским, а на севере Созольским разломами. Мачхалорским поперечным нарушением он разбит на две части: западную и восточную. В западной части блока отложения нижнего — среднего тоара имеют моноклинальное северо-восточное падение, в восточной — собраны в ряд узких опрокинутых на юго-запад складок общекавказского простираия. Картляшский блок, несколько приподнятый относительно Боцкальского, сложен тоарскими отложениями, смятыми в складки общекавказского простираия. Здесь широко развиты дайки.

В Мачхалор-Джоахорском рудном поле (рис. 62) в интервале стратиграфического разреза от нижнего до верхнего тоара включительно известны разнообразные проявления эндогенной минерализации. Здесь отмечены сплошные колчеданные руды (рудопоявления Мачхалор IV и III), а также различные по масштабам зоны дробления и окварцевания с вкрапленностью сульфидов (Мачхалор I и II).

Рудопоявление Мачхалор IV залегает в аргиллитах ниже-среднетоарской туфогенно-осадочной толщи (Рудянов, Черницын, 1971). Оно представляет собой зону окварцевания с линзами массивных колчеданов, сопровождаемых штокерками прожилково-сетчатых руд (рис. 63). Азимут простираия зоны 290—300°. Линзы массивного пирита залегают (по контакту висячего бока) в общем плане согласно с вмещающими их аргиллитами.

Встречающиеся в аргиллитах тонкие прослойки пирита повторяют микроскладчатость породы. Массивные сульфидные линзы сложены на 70—90% тонкозернистым пиритом с хорошо сохранившимися почковидными, ритмично-зональными метаколлоидными структурами. Кроме пирита в руде наблюдаются сфалерит, халькопирит, галенит, кварц и карбонат. Микроскопическое исследование показало отсутствие изменения аргиллитов висячего бока линзы. Лишь в отдельных участках они незначительно окремнены. Аргиллиты лежащего бока очень сильно окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы и рассечены многочисленными кварц-пиритовыми прожилками. Мощность зоны этих изменений 10—50 м.

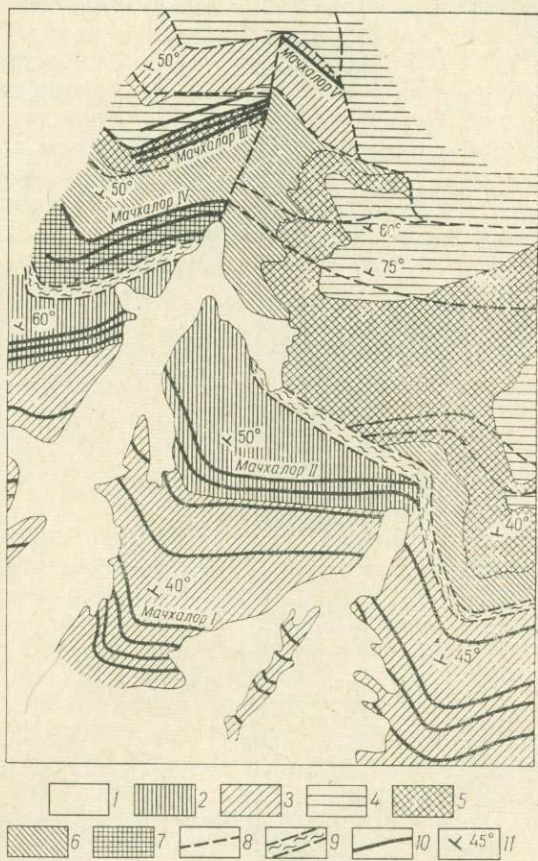


Рис. 61. Схематическая геологическая карта Мачхалор-Джоахорского участка. По И. Ф. Рудянову.  
 1 — ледниковые отложения; верхнетоарские отложения; 2 — ногабская свита, алевролитоглинистые отложения; 3 — цейлаханская свита, песчано-глинистые отложения; 4 — четвертая толща, глинистые отложения; 5 — третья толща, эффузивно-осадочная; 6 — вторая толща, глинистая; 7 — первая толща, туфогенно-осадочная; 8 — тектонические нарушения; 9 — зоны Чодоридагского разлома; 10 — рудоносные зоны; 11 — элементы залегания

На восточном фланге северная пиритовая линза срезается нарушением, вмещающим дайку диабазов, азимут простираения которой 320—330°. По этому нарушению восточная часть линзы сульфидов смещена к юго-востоку. У контакта с дайкой аргиллиты ороговикованы, а пиритовая линза замещается пирротинном. Дайка срезает и кварц-пиритовый штокверк, а сама содержит прожилки сфалерит-галенит-халькопирит-пирротинового состава. Пирротин-полиметаллическое оруденение наложено на пиритовые линзы. Образование пирротин-полиметаллических руд сопровождалось гидротермальным изменением хород — диабазов и аргиллитов.

Данные, полученные на рудопроявлении Мачхалор IV, свидетельст-

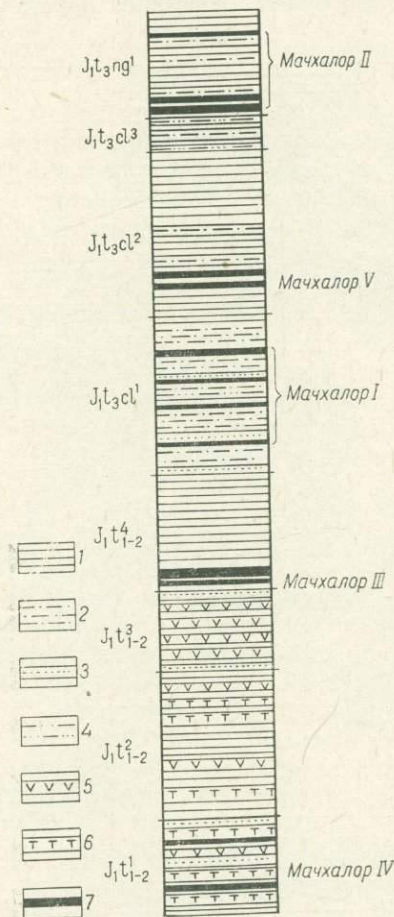


Рис. 62. Положение рудоносных зон в разрезе тоарских отложений Мачхалор-Джоахорского участка. По И. Ф. Рудянову.

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — переслаивание аргиллитов и песчаников; 5 — эффузивы основного состава; 6 — туфы основного состава; 7 — рудоносные зоны

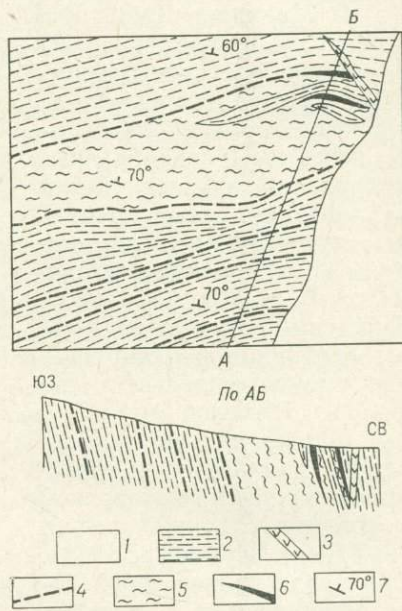


Рис. 63. Схематический план Южной зоны участка Мачхалор IV. По И. Ф. Рудянову.

1 — ледниковые отложения; 2 — нижне-тоарские отложения, первая толща — туфогенно-осадочная; 3 — диабазовая дайка; 4 — тектонические нарушения; 5 — рудоносная зона; 6 — линзы массивных руд; 7 — элементы залегания

вуют, что образование юрских пирротин-полиметаллических руд отделено от формирования пиритовых линз и штокверков кварц-пиритового состава довольно продолжительным интервалом времени.

Рудопроявления Мачхалор I и Мачхалор II (см. рис. 61) представляют собой несколько иной тип. Здесь не обнаружены массивные руды, но рассеянная прожилковая и вкрапленная минерализация распространена очень широко. Рудопроявления размещаются в осадочной с прослоями эффузивов цейлаханской свите, а также в песчано-глинистой ногабской, прорванной диабазовыми дайками. На Мачхалоре I выявлено шесть окварцованных зон дробления, простирающихся близгласно с вмещающими породами. Рудные минералы пирит, пирротин,

сфалерит, халькопирит и галенит сосредоточены в основном в алевролитах и песчаниках, где образуют вкрапленность и мелкие прожилки. Иногда рудное вещество составляет 20% от общего объема.

В Мачхалорском рудном поле, охватывающем и долину р. Джоахор, кроме перечисленных, имеется еще ряд минерализованных участков, которые по основным характеристикам подобны тому или иному описанному выше типу. Морфология рудопроявлений представлена двумя видами: 1) сочетание массивных линз и прожилково-сетчатых руд; 2) рассеянное оруденение, где сульфиды наблюдаются в виде вкрапленности и прожилков.

Вещественный состав руд Мачхалор-Джоахорской группы рудопроявлений также характеризуется единообразием. Наиболее широко развит пирит, составляющий основной объем рудных залежей, в значительно меньшей степени распространены пирротин, сфалерит, халькопирит и галенит. В подчиненном количестве встречаются марказит, магнетит и кубанит. Из нерудных минералов широко распространены кварц и карбонаты, в меньшей степени хлорит и серицит.

Среди сплошных колчеданных руд отмечаются полосчатые и массивные. Полосчатость обусловлена чередованием тонких субпараллельных полос, существенно пиритовых с незначительной примесью нерудных минералов, пирротин-сфалерит-галенитовых и халькопирит-пиритовых. Внутреннее строение полосчатых руд характеризуется весьма тонкозернистой структурой всех слагающих их минералов; размер зерен не превышает 0,5 мм. В рудах хорошо сохранились признаки метакolloидного сложения.

Массивные пиритовые и пирит-пирротиновые руды встречаются совместно с полосчатыми и образуют в них довольно протяженные линзовидные участки. Чаще всего это однородные тонкозернистые образования с мелкими включениями жильных минералов. Основную массу этих руд составляет тонкозернистый пирит. Хорошо проявлены также различные метакolloидные структуры пирита. Постоянным компонентом полосчатых и массивных руд являются пластинчатые и линзовидные включения аргиллитов, ориентированных согласно с полосчатостью. Размеры включений колеблются от 1 до 4—5 см (по мощности). Степень раскристаллизации массивных руд точно такая же, как и полосчатых, отмечаются признаки дробления и регенерации метакolloидных образований пирита. В рудах постоянно устанавливается различное количество пирротина, который обычно корродирует и замещает пирит. Пирротин как в массивных, так и в полосчатых рудах образуется близко одновременно со сфалеритом и галенитом, а также халькопиритом. На основании этих соотношений можно сделать вывод, что пирротин образовался путем замещения пирита в процессе циркуляции гидротермальных растворов.

Наиболее распространенным типом текстур руд в пределах Мачхалор-Джоахорских проявлений являются прожилковые. Сложены они в основном пирротинном, который образует маломощные прожилки и рассеянную вкрапленность. Кроме пирротина в рудах в подчиненном количестве встречаются сфалерит, халькопирит и галенит.

На основании возрастных соотношений различных минеральных ассоциаций процесс рудообразования в Мачхалорском рудном поле подразделяется на два этапа: кварц-пиритовый и пирротин-полиметаллический, в которых могут быть выделены более дробные стадии. Минералонакопление первого и второго этапов разделено довольно продолжительным перерывом, в течение которого произошло внедрение диабазовых даек. Основываясь на приведенном фактическом материале, вслед за В. И. Смирновым (1967), можно предполагать, что образование пластовых залежей массивных сульфидов железа, возможно, произошло в первоначальную стадию процесса в связи с эффузивной деятельностью

стью, а совмещенное с ними цинковое, медное и свинцовое оруденение является наложенным гидротермальным.

Проведенные в Мачхалорском рудном поле геофизические съемки показывают общность его глубинных структур с Физизайским, расположенным южнее. И одно, и другое приурочены к одному гравитационному максимуму. С рудными зонами Мачхалор-Джоахорского участка совпадают также аномалии магнитного и естественного электрического поля. Интенсивность магнитных аномалий колеблется в пределах 300—600 γ, а над отдельными телами полосчатых руд достигает 1200 γ. Интенсивность аномалий естественного электрического поля изменяется от 200 до 600 мв. Зоны, несущие минерализацию, сопровождаются гидрхимическими аномалиями, которые окружены ореолом сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных вод.

По вещественному составу и характеру гидротермальных изменений вмещающих пород аналогичны с Мачхалор-Джоахорским и другие рудопроявления, расположенные юго-восточнее в Самурском рудном районе (Диндичайское, Гиргильское, Бадакское и др.).

Вторым значительным рудным полем Аварского рудного района является Мушлакское, расположенное в верховьях р. Моуравис-Цкали. Его краткая характеристика дается по К. С. Дивакову, М. Б. Дзетовцеву и Д. А. Апостолу. Особенностью этого рудоносного участка, сложенного тоарскими отложениями, является отсутствие магматических пород и широкое распространение в осадках сингенетического пирита.

Наиболее значительные рудные зоны приурочены на Мушлаке к двум субпараллельным разломам запад-северо-западного простирания, рассекающим ядро Мушлакской антиклинали и отстоящим один от другого на 300—400 м. По простиранию разломы прослежены на несколько километров. Оруденение приурочено как к самим разломам, так и к полосе сильно нарушенных песчаных пород, располагающейся между ними. Рудные тела размещаются в зонах дробления северо-западного и субширотного простираний и редко в северо-восточных и субмеридиональных трещинах. Они представляют собой брекчи, где обломки песчаников и алевролитов сцементированы кварцем и хлоритом. Сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит — локализируются в кварце в виде прожилков, гнезд и вкрапленности. Иногда в нарушенных зонах встречаются кварцевые жилы с сульфидными и массивные сульфидные линзообразные тела.

Особый интерес представляют на Мушлаке скопления пирита в осадочных породах. Это горизонты пиритовых конкреций, согласные слойки массивного пирита длиной до полуметра, рассеянная вкрапленность. Иногда пласты песчаников и аргиллитов мощностью от 1 до 4 м, насыщенные вкрапленностью пирита, прослеживаются на сотни метров (правый борт р. Мушлак). В подобных пластах обособляются линзочки массивного пирита, которые, как и песчаники, смяты в согласные с ними складки.

В левом борту р. Мушлак и в других местах отмечено пересечение гидротермальными жилами пластов с сингенетичным пиритом. При этом жилы в местах пересечения в результате проявившихся процессов замещения пиритизированной породы разветвляются и теряют четкие очертания, а количество сульфидов в породе увеличивается.

Рассмотренный материал позволяет считать, что оруденение Аварского рудного района контролируется Главным Кавказским и параллельными ему разломами, а также опережающими их нарушениями. Возможно, что в пространственном распределении оруденения играют роль и поперечные разломы северо-восточного простирания, которые в юрском осадочном чехле выражены зонами смятия и флексурами. Время заложения этих разломов предполагается ниже-среднеюрским.

Как установлено на примере Мачхалор-Джоахорских рудопоявлений, наиболее перспективные рудоносные участки располагаются в пределах приподнятых блоков вблизи границ с прогибами. По-видимому, в размещении медного и медно-полиметаллического оруденения в осадочных толщах Аварского района играет роль и наличие горизонтов, обогащенных сульфидами железа пород, которые были благоприятной средой для высаживания полезных компонентов из рудоносных растворов.

В непосредственной близости к описанным рудопоявлениям Мачхалорского рудного поля на территории Азербайджана расположено *Филизчайское месторождение*. Оно является типичным представителем колчеданно-полиметаллической формации и, так же как и Кизил-Дере,

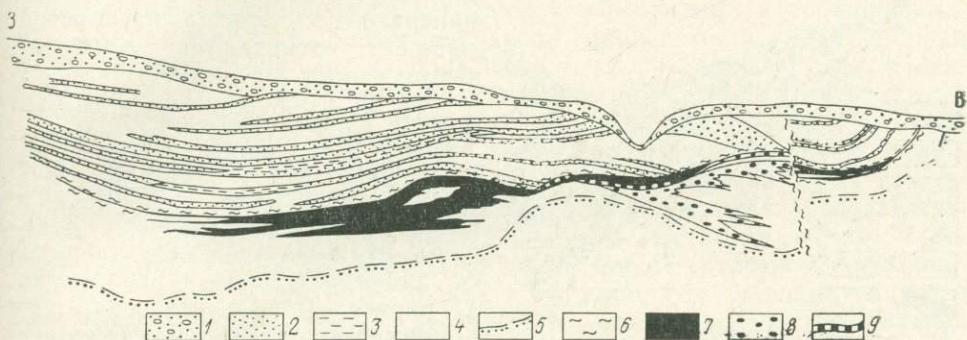


Рис. 64. Продольный разрез через месторождение Филизчай. По Н. К. Курбанову и др.  
 1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы;  
 5 — кровля флишовой пачки нижней подсвиты нижнесидеритовой свиты; 6 — зоны интенсивного  
 дробления и развалывания сланцев; 7 — полосчатые и массивные колчеданно-полиметаллические  
 руды; 8 — пятнисто-вкрапленные руды; 9 — пирротиновые руды

носит черты сочетания признаков колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой рудных формаций.

Филизчай описывался Т. А. Твалчрелидзе, Н. А. Исмаиловой, Н. А. Нуврузовым, Г. Х. Эффендиевым, С. Б. Зулфугаровым, Н. К. Курбановым, М. Б. Бородаевской, А. Г. Злотник-Хоткевич, В. И. Смирновым, В. И. Буадзе и др., по данным которых и приводится его краткая характеристика.

В общей структуре Восточной части Большого Кавказа Филизчай располагается в пределах Сарыбашского антиклинория и залегает в верхнесидеритовой свите аалена, разделяющейся снизу вверх на три толщи: 1) глинистых сланцев с пачками песчаника, 2) песчано-глинистую, 3) существенно глинистую. Осадочные толщи образуют опрокинутую к югу складку широтного простирания с широким сводом, крутым южным и более пологим северным крыльями. Северное крыло складки осложнено разломом. На границе нижней и средней толщ залегает главное рудное тело. Оно представляет собой пластообразную залежь массивных сульфидных руд (рис. 64). Залежь разделена маломощными прослоями аргиллитов на три части. Н. К. Курбанов отмечает, что реликты аргиллитов в ряде мест в точности ориентированы согласно контактам рудного тела, а по данным В. И. Буадзе, эти три прослоя согласны и с рудовмещающей толщей. Верхний контакт залежи с вмещающими породами четок. Здесь, как и на флангах, наблюдается переслаивание рудных и аргиллитовых прослоев, а околорудные изменения и секущие прожилки сульфидов отсутствуют. В лежащих зальбандах рудной залежи вмещающие породы гидротермально изменены и рассечены многочисленными прожилками сульфидов. Ореол этих прожилков прослеживается ниже рудного тела. Само рудное тело по мнению одних ис-

следователей залегает согласно с вмещающими породами, другие усматривают его секущее положение. На контактах рудного тела, которые часто осложнены нарушениями (а висячий контакт в большей своей части, рис. 65), легко возникавшими на границе столь физически разнородных сред, наблюдается притыкание слоистости под различными углами. Возможно, это результат деформаций, возникших после формирования сульфидной линзы (возможно, только серноколчеданной), но существует мнение и о прудрудном (досульфидном) возрасте нарушений.

Вещественный состав руд Филизчая достаточно однообразен. Ведущую роль здесь играет пирит, слагающий более 80% объема рудного тела, в меньшем количестве распространены сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, марказит, арсенипирит и магнетит. Из нерудных минералов в порядке распространенности отмечаются карбонат, кварц, хлорит и серицит.

Н. К. Курбанов среди филизчайских руд выделил по текстурным признакам полосчатые, массивные, пятнисто-вкрапленные, прожилковые и пирротиновые. Полосчатые руды сложены чередующимися субпараллельными полосками:

1) пирита, 2) галенита, сфалерита с примесью пирита, 3) существенно карбонатными с примесью сульфидов, 4) халькопирит-пиритовыми, 5) карбонат-пиритовыми и 6) ориентированными согласно с полосчатостью линзочками глинистых сланцев и песчаников. Среди полосчатых руд встречаются микроскладчатые участки. Одни исследователи счита-

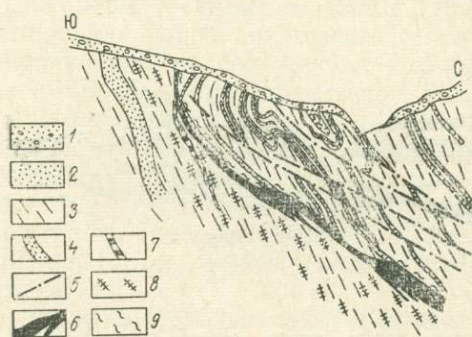


Рис. 65. Поперечный разрез через центральную часть месторождения Филизчай.

- 1 — аллювиально-дельтавиальные отложения, 2 — мелко- и среднезернистые песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — пачки флиша свиты; 5 — разрывные нарушения с глиной трения; 6 — полосчатые и массивные колчеданно-полиметаллические руды; 7 — пирротиновые руды; 8 — прожилковые руды; 9 — зона полосчатых сланцев

ют их результатом обычной деформации рудных слоев, возможно произошедшей еще при накоплении рудной залежи, другим они представляются как результат метасоматического замещения уже собранной в складки породы. В пиритовой части полосчатых руд, по данным Н. К. Курбанова и др., хорошо устанавливается метакolloидное и глобулярное сложение, напоминающее «оруденелые бактерии». Как правило, этот пирит интенсивно раздроблен. Халькопирит не образует самостоятельных полосок. Он вместе с карбонатом заполняет поры в пиритовом агрегате. Сфалерит и галенит корродируют зерна пирита. В полосчатых рудах встречаются согласные цепочки магнетита.

В массивных рудах, представляющих собой очень тонкозернистый агрегат пирита и малого количества других сульфидов, иногда также встречаются полосы, отличающиеся крупностью зерна. Они параллельны «слоистости» полосчатых руд. Пятнисто-вкрапленные руды залегают в подошве рудного тела и имеют постепенные переходы с прожилковыми. Они сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротин, кварцем и карбонатом. Пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит замещают пирит и жильные минералы. Прожилковые руды размещаются ниже пятнисто-вкрапленных, распространяясь на значительную глубину. Они не встречаются в кровле рудного тела. По составу и строению полосчатые руды близки к пятнисто-вкрапленным. Пирротиновые руды образуют на восточном фланге Филизчая обособленное тело на контакте полосчатых и пятнисто-вкрапленных руд, а также распространены в виде маломощных жил и прожилков в под-

рудной толще среди прожилковых руд. Кроме пирротина они содержат вкрапленность халькопирита, сфалерита и галенита.

Существует несколько схем последовательности рудообразования на Филизчае. Т. А. Твалчрелидзе и Н. А. Исмаилова выделяли три стадии: колчеданную, пирротин-кобальтиновую и полиметаллически-редкометальную. Н. А. Новрузов и Г. Х. Эффендиев описали три последовательные стадии: серноколчеданную, медно-пирротинную и полиметаллическую. Н. К. Курбанов, А. Г. Злотник-Хоткевич и др. считали, что можно выделить пять последовательно формировавшихся минеральных ассоциаций: 1) прерудную ассоциацию жильных минералов, 2) раннюю пиритовую с незначительной примесью халькопирита, 3) продуктивную сфалерит-галенит-пиритовую, 4) халькопирит-пирротинную, резко оторванную во времени, и 5) пострудную кальцит-хлорит-кварцевую.

Как описывает Н. К. Курбанов и др., изменения вмещающих пород в надрудной толще сводятся к развитию линзовидных и прожилковидных кварц-пиритовых образований вдоль сланцеватости. Под рудным телом широко проявлены карбонатизация, хлоритизация и окварцевание, ореол которых совпадает с прожилковыми и пятнистыми рудами.

Относительно генезиса Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения в настоящее время существует две точки зрения. Согласно одной из них, высказанной М. Б. Бородаевской, М. А. Мустафабейли и др., Филизчай сформировался при гидротермальной деятельности, в результате которой были полностью метасоматически замещены рудой участки песчано-сланцевой толщи. Некоторые из сторонников этой гипотезы (Н. К. Курбанов и др.) придают большое значение полостям отслаивания, как вместищам отлагавшейся минеральной рудной массы с возможным «раздвиганием» глинистых сланцев сульфидами и жильными минералами в процессе их роста.

По мнению В. И. Смирнова, Г. А. Твалчрелидзе и др., нашедших подтверждение и при исследованиях в Дагестане, процесс образования Филизчайского и ему подобных месторождений протекал в два этапа. В первый из них в период накопления осадков гидротермальные растворы, просачивающиеся по нарушенным зонам в дно водного бассейна, отложили серноколчеданные руды с небольшой примесью меди, свинца и цинка. Отложение этих руд происходило как путем выпадения в осадок из минерализованных придонных вод, так и как результат замещения в особых условиях водонасыщенного недиагенезированного осадка. В этом случае контакты рудного тела, кроме его верхней границы, представлявшей верхнюю границу осадка, могут быть несогласными, секущими. Этот этап мог соответствовать во времени периоду активизации в регионе магматизма в эффузивной фации. Второй этап, по нашему мнению, отделен от первого периодом наиболее ранней фазы складчатости и внедрением даек основных и кислых пород (Мачхалор, Кацдаг и др.). Во второй этап на всем Восточном Кавказе произошло образование медно-пирротинных, кварц-халькопиритовых, медно-полиметаллических, медно-кобальтовых и других гидротермальных жильных рудопроявлений. Они секут дайки и складчатые (как предполагают некоторые исследователи — конседиментационные) структуры. В случае наложения растворов этого этапа, несших медь, цинк и свинец, на серноколчеданные линзы или на сульфидизированные осадочные породы, наглядный пример чего описан в данной монографии для рудопроявления Курдул II, могли образоваться промышленные месторождения цинка, меди и свинца типа Филизчай.

#### ЦЕНТРАЛЬНАЯ (АДАЙХОХ-ДАРЬЯЛЬСКАЯ) ПОДЗОНА

Центральный интервал Приводораздельной металлогенической зоны, располагающийся между реками Аргуном и Чегемом в пределах Чечено-Ингушетии, Осетии и Балкарии, выделяется в Адайхох-Дарьяль-

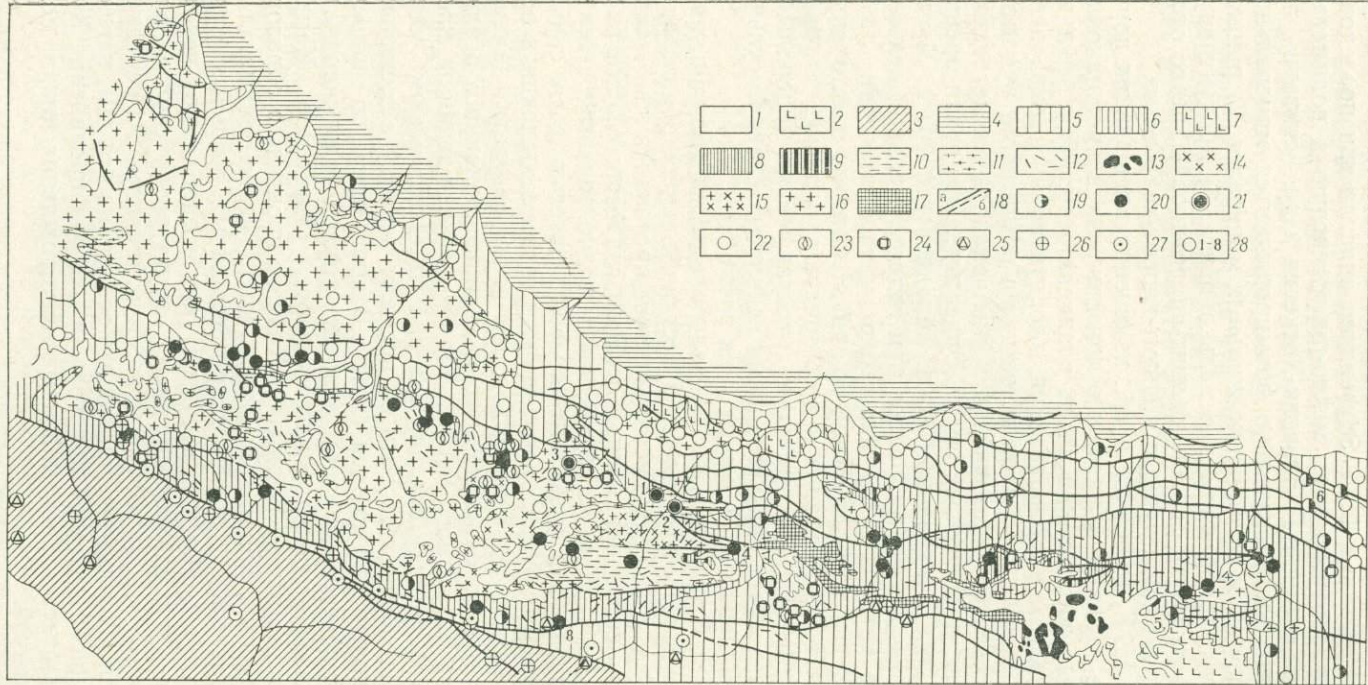


Рис. 66. Металлогеническая схема Адайхох-Дарьяльской подзоны. По В. Б. Черницыну и др.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний плиоцен, андезиты, андезито-дациты и их туфы; 3 — верхняя юра — нижний мел нерасчлененные мергели, известняки, брекчиевидные известняки, известковистые песчаники, глинистые сланцы; 4 — верхняя юра, известняки литографские, часто кремнистые и битуминозные, известняковые брекчии, глины, доломиты, доломитизированные известняки; 5 — тоарский и ааленский ярусы, глинистые сланцы, песчаники, алевролиты; 6 — нижняя юра, средний лейас и домер, конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 7 — нижний лейас — плинсбахский ярус, конгломераты, альбитофиры, порфириды, их туфы и брекчии, глинистые сланцы, графитизированные сланцы; 8 — пермская система, верхний отдел, известняки, мраморизованные песчаники; 9 — верхний карбон — нижняя пермь нерасчлененные (кварцевые конгломераты, песчаники, кварциты, филлиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, алевролиты); 10 — средний палеозой, кварц-биотитовые и роговообманково-эпидотовые сланцы, кварциты, мраморы; 11 — докембрий — нижний палеозой, кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты; 12 — неогеновые дайки андезито-дацитов, альбитофиров, гранит-порфиров; 13 — гранитоиды теплинского типа нерасчлененные; 14 — среднеюрские кварцевые диориты; 15 — среднепалеозойские плагιοгранито-гнейсы; 16 — средне-верхнепалеозойские гранитоиды типа Главного хребта нерасчлененные; 17 — среднеюрские габбро-диабазы, диабазы; 18 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; рудопроявления; 19 — кварц-халькопиритовой формации; 20 — медно-пирротиновой формации; 21 — колчеданно-полиметаллической формации; 22 — кварц-полиметаллической формации; 23 — кварц-молибденовой формации; 24 — кварц-арсенопиритовой и арсенопирит-полиметаллической формаций; 25 — реальгарурипигментовой формации; 26 — антимонит-реальгаровой формации; 27 — киноварной формации; 28 — рудопроявления: 1 — Бурон, 2 — Лабагомское, 3 — Саухохское, 4 — Фаст-Фидарское, 5 — Девдоракское, 6 — Джерахское, 7 — Даргав, 8 — Каурбекхосское

скую подзону. Пространственно полоса юрских медных месторождений и рудопроявлений, так же как и в других частях металлогенической зоны, ассоциирует с зоной развития диабазовых даек, образующих обособленную кулису единого для Большого Кавказа пояса киммерийского основного магматизма.

В этом интервале разновозрастные с описываемым оруденением тектонические структуры четко разделяются на две: Дигоро-Осетинскую (на севере), относительно устойчивую, и Адайхох-Дарьяльскую, интенсивно прогибавшуюся. В пределах последней сосредоточено медное оруденение, в то время как на севере доминирует свинцово-цинковое. Северная граница (рис. 66) подзоны проходит в Чечено-Ингушетии по долине р. Армхи, пересекая р. Терек в районе с. Чми, затем следует по Бурон-Ларскому разлому через развалины с. Гутиатикау (р. Фиагдон), сел. Бурон (р. Ардон) и далее на запад по осевой части Штулу-Хареской депрессии. Отдельные медные рудопроявления встречаются и несколько севернее этой линии, так же как полиметаллические южнее, но тем не менее указанная граница является весьма четкой. Кроме единства тектонического, для подзоны характерен устойчивый металлогенический облик: юрское доскладчатое оруденение представлено только медным, относящимся к медно-пирротиновой, кварц-халькопиритовой и колчеданно-полиметаллической формациям.

### *Геологическое строение*

В строении подзоны принимают участие четыре структурных этажа, разделенных крупными структурными несогласиями: докембрийский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и нижне-среднеюрский, каждый из которых вмещает юрское медное оруденение. Кроме последнего они встречаются лишь в виде отдельных выходов в антиклинальных структурах. Докембрийские образования, обнажающиеся в бассейне р. Ардон, представлены буронской свитой, которая сложена кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-биотитовыми, кварц-хлорит-мусковитовыми, кварц-полевошпатовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, образовавшимися по терригенным вулканогенно-осадочным и субвулканическим интрузивным породам (С. М. Тибилов и др.). Среднепалеозойский структурный этаж, выходящий на поверхность в верховьях рек Ардон, Гизельдон и Геналдон, сложен кварц-биотитовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами и мраморами кассарской свиты верхнего девона — нижнего карбона (Моргунов, 1965) и филлитами, кварцито-видными песчаниками, туффитами саухохской свиты. Верхнепалеозойские отложения, которые представляют собой продукты разрушения активно воздымавшихся в верхнем карбоне и перми горных сооружений, сложены конгломератами, гравелитами, кварцитами, туфами бадской свиты (верхний карбон) мощностью до 500—700 м, а также известняками гизельдонской свиты (пермь), слагающими 600-метровую толщу (Моргунов, 1965).

Все три перечисленных комплекса пород, являющихся фундаментом нижне-среднеюрского этажа, образовались в прогибах, где имела место вулканическая деятельность. Таким образом, участок земной коры, где размещается подзона, на протяжении длительного времени имел тенденцию геосинклинального прогибания.

Породы фундамента прорваны многочисленными интрузиями гранитов, гранодиоритов (садонские граниты) верхнепалеозойского возраста, а также гранодиоритами, диоритами, дацитами (Цейский массив, интрузии теплинского комплекса), дайками диабазов, редко пироксенов нижне-среднеюрского возраста.

Нижне-среднеюрский этаж в пределах подзоны сложен породами кистинской, циклаурской, ардонской, джерахской и джигинской свит.

Кистинская свита, залегающая в основании разреза, сложена аспидными сланцами с прослоями кварцитовидных пород и покровами альбитофиров, порфириров и их туфов. Мощность свиты около 500 м, возраст нижний лейас (Панов, 1965). Выше по разрезу залегают циклаурская свита глинистых сланцев с покровами и секущими телами спилитов, порфириров, диабазов и туфов. Мощность свиты изменяется и превышает 1000 м, ее возраст считается среднелейасовым (домер — нижний тоар). Без видимого перерыва среднелейасовые толщи перекрываются

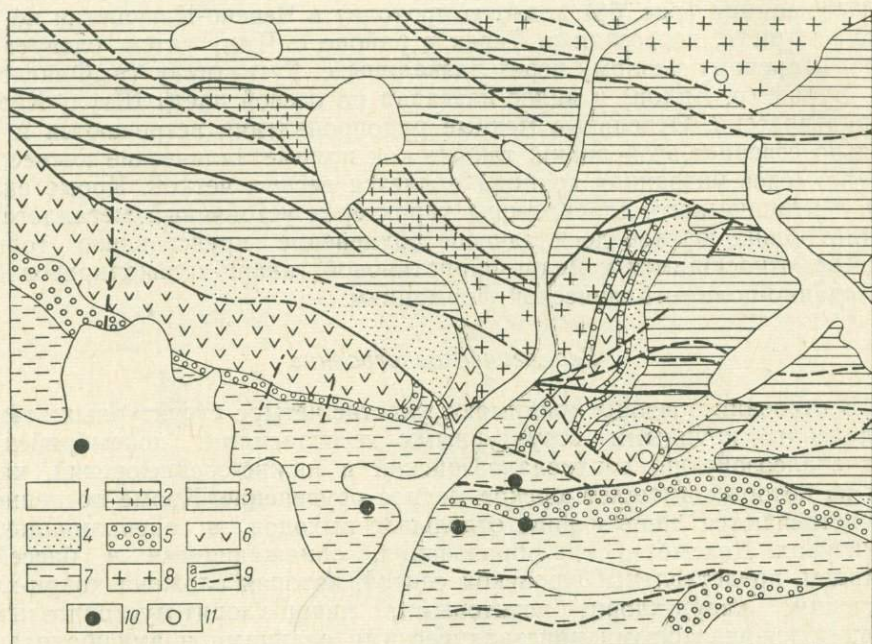


Рис. 67. Схематическая карта Буронского рудного поля. По А. Б. Русанову.

1 — четвертичные отложения; нижняя юра: 2 — нижний аален, аргиллиты с пластами алевролитов; 3 — лейас, аргиллиты и алевролиты; 4 — домер, груболитчатые песчаники, алевролиты и др.; 5 — конгломераты с линзами графита и кварцита; 6 — нижний подтодел, лейас, лавы порфириров, агломераты, туфы, реже конгломераты; 7 — докембрий (буронская свита), кристаллические сланцы; 8 — средний палеозой, граниты садонского типа; 9 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — колчеданные рудопроvincia; 11 — полиметаллические рудопроvincia

ются однообразными песчано-глинистыми тоар-ааленскими отложениями ардонской свиты в Осетии, джерахской — на востоке и безенгиевской — на западе. Мощность отложений более 2000 м. К югу она увеличивается до 7000—8000 м (казбекская, гудошаурская и бусарчильская свиты).

Эффузивные породы ниже-среднелейасового возраста, относимые к спилито-диабазовой формации, формировались, по мнению А. П. Лебедева, в подводных условиях. С покровами спилитов тесно связаны силлы и дайки диабазов, порфириров и вариолитов. Внедрение даек основного состава продолжалось в Адайхох-Дарьяльской зоне до ааленского времени включительно. Наибольшим распространением эти магматические породы пользуются в верховьях левых притоков р. Армхи, в долине Терека при пересечении Дарьяльской антиклинали, в водораздельной части Главного хребта в районе ледников Майли и Мидаграбин и особенно в верховьях рек Фиагдона, Цазиукома и Архондона, где они образуют сплошные поля. В верховьях левых притоков р. Бад единый пояс основных пород как бы разветвляется на две ветви, облекающие ядро Адайхохской антиклинали, сложенное интрузивными и кри-

сталлическими породами. Соответственно расщепляется и полоса медного оруденения.

Развитие юрского магматизма в Горной Осетии имело своеобразные черты. Наиболее ранними (плинсбахскими) являются эффузивные породы диоритового состава (осетинская свита), которые получили развитие в северной относительно устойчивой зоне, а в рассматриваемой встречаются в незначительных масштабах (в кистинской свите). Более поздние вулканические породы, интенсивное формирование которых отмечено в Адайхох-Дарьяльской зоне, в домере — аалене характеризуются более основным составом.

**Структура.** Адайхох-Дарьяльская подзона в настоящее время представляет собой крупный антиклинорий, состоящий из ряда сжатых на востоке подзоны и брахиформных на западе антиклиналей и синклиналей (рис. 67). Такое различие складчатости объясняется глубиной залегания фундамента, который в центральной и западной частях подзоны обнажается в ядре Адайхохской антиклинали. К востоку антиклиналь погружается, но на ее продолжении, по-видимому, в результате ундуляции оси отмечаются брахиантиклинали Цмиакомская, Цариитдонская, Саухохская и Дарьяльская. В восточной части подзоны фундамент погружен на глубину не менее 3—5 км. К северу и к югу от линии антиклиналей располагаются синклинальные структуры, сложенные, за исключением Бадских складок, лишь ниже-среднеюрскими аргиллитами и песчаниками. Наиболее крупной разрывной структурой подзоны является субширотный Бурон-Ларский разлом, продолжение которого на восток, по-видимому, наблюдается в долине р. Армхи. На западе крупный разрыв проходит в южной половине Штулу-Харесской депрессии, которая является грабен-синклиналью. Параллельно этим разломам наблюдается ряд более мелких. Они, как и главные на востоке подзоны, имеют широтное простирание, а к западу от р. Ардона северо-западное.

Наибольшая концентрация медного оруденения, по данным В. Б. Черницына и др. (1971), наблюдается на периферии антиклинальных структур, что, возможно, объясняется большой насыщенностью рудопроявлениями нижних горизонтов ниже-среднеюрского яруса, который здесь обнажен.

### *Эндогенное оруденение*

В пределах Адайхох-Дарьяльской подзоны распространены месторождения и рудопроявления двух рудных формаций: медно-пирротиновой и кварц-халькопиритовой, в региональном пространственном размещении которых не наблюдается строгой закономерности. Тем не менее можно отметить, что кварц-халькопиритовые жилы иногда (Джерях) располагаются по северной кромке подзоны, а некоторые рудопроявления (Даргавс) находятся вообще вне ее. Медно-пирротиновые рудопроявления концентрируются в центральной части зоны, где проявления основного магматизма распространены наиболее широко.

Наличие брахиантиклиналей и мест сгущения магматических тел также определяет размещение и положение участков концентрации оруденения. На крайнем востоке подзоны, в верховьях левых притоков р. Аргуна находится группа медно-пирротиновых рудопроявлений Мехис-Магали, изученная недостаточно. К югу от с. Джерах, тяготея к крупному субширотному разлому, располагается одноименная группа кварц-халькопиритовых рудопроявлений иногда с галенитом и халькопиритом. Небольшое Девдоракское месторождение и несколько рудопроявлений известны по периферии Дарьяльской антиклинали и объединяются Г. А. Твалчрелидзе (1961) в Казбекский рудный узел. Несколько медно-пирротиновых рудопроявлений группируется на южном крыле Фиагдон-

ской антиклинали. Более крупные месторождения, которые имеют черты как медно-пирротиновых, так и колчеданно-полиметаллических (Бурон, Лабагом, Саухох), расположены вблизи крупных субширотных разломов на северной периферии зоны в пределах серии складок в кристаллической толще. Значительное количество как медно-пирротиновых, так и кварц-халькопиритовых жил распределено по южному борту Штулу-Харесской грабен-синклинали. На южном крыле Адайхохской антиклинали в Осетии также известны рудопроявления медно-пирротиновой формации, из которых наиболее изучено Каурбекхохское. Полоса подобного оруденения продолжается в Грузию по южному склону Главного хребта, где медно-пирротиновые рудопроявления известны в верховьях рек Чвешура и Зопхитура.

Представителями различных типов медного оруденения Адайхох-Дарьяльской части Приводораздельной металлогенической зоны могут быть наиболее изученные месторождения и рудопроявления Буронское, Каурбекхохское и Девдоракское.

Буронское месторождение. Месторождение имеет черты как медно-пирротиновой, так и колчеданно-полиметаллической формации и поэтому отнесено нами к сложному, переходному типу. Оно располагается на левом берегу р. Ардон, локализуясь в буронской свите (см. рис. 67), сложенной кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами и кварц-слюдистыми графитизированными сланцами. Породы буронской свиты интенсивно рассланцованы, слоистость в них затушевана. Севернее и восточнее месторождения на размытую поверхность палеозойского фундамента налегает комплекс пород карбона — юры.

В структурном отношении район Буронского месторождения охватывает северную часть зоны Центрального поднятия, которая орографически совпадает с Боковым хребтом и отделяется от тектонических зон северного и южного склонов региональными широтными разломами: Нузальским на севере и Адайкомским на юге. А. Д. Масленников считает, что породы буронской свиты собраны в крутые сильно сжатые складки с осевой плоскостью, опрокинутой на юг. В пределах месторождения им выделяются две антиклинальные и две сопряженные с ними синклинальные складки с размахом крыльев 500—600 м. Продольные складки осложнены поперечной складчатостью, выраженной в виде поперечных перегибов шарниров складок. Один из таких перегибов предполагается по длине р. Ардон и проходит через месторождение.

По данным геологической съемки, структуры района месторождения опрокинуты на север. В породах нижних этажей, которые участвовали в нескольких фазах складчатости, пликвативная тектоника трудно расшифровывается. В верхнем структурном этаже нижнеюрские толщи образуют серию гетероклиналильных складок. Наиболее крупной является Большая Бадская антиклиналь, которая представляет собой сравнительно узкую, наклоненную на север под углом  $60^\circ$  складку субширотного ( $260$ — $280^\circ$ ) простирания. Ось складки проходит на широте месторождения и прослеживается на 9 км. Ядерная часть ее сложена кристаллическими сланцами, собранными в складки более высоких порядков, а крылья — юрскими вулканогенно-осадочными образованиями. К северу от Бадской антиклинали намечается еще одна антиклиналь, обусловившая выход на поверхность Нузальского гранитного массива. На северо-западе она срезана Нузальским сбросом. Складчатые нарушения осложнены рядом продольных и кососекущих разрывных нарушений. Наиболее значительными из продольных разрывов с севера на юг являются Нузальский надвиг, Бадаштинский, Малый Бадский и Бурон-Бадский взбросы и Бурон-Бадский сброс.

Нузальский субширотный надвиг ограничивает с юга Штулу-Харесскую депрессию. По нему граниты садонского типа с юга на север на-

двинуты на песчано-глинистые отложения тоара с амплитудой от 500 до 1500 м. Южнее прослеживается Бадаштинский взброс, к югу от которого северное крыло Большой Бадакской антиклинали осложняется региональным Бурон-Бадским взбросом.

В правом борту ущелья Лабагом с юга к Бурон-Бадскому взбросу примыкает так называемый Северный разлом. Падение разлома в западной части северное, а в восточной — южное под углом  $70^\circ$ . Южное крыло Большой Бадской антиклинали рассечено крупным, падающим на юг под углом  $60^\circ$  Пашаевским разломом, примыкающим к Бурон-Бадскому взбросу.

Между Пашаевским и Северным разломами прослеживается серия разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания. Наиболее значительными из них, имеющими важное значение в геологическом строении и локализации оруденения Буронского месторождения, являются (с юга на север) Восточный и Надеждинский разломы, Главный надвиг и надвиг «S». Восточный разлом прослеживается в горных выработках и на поверхности по водоразделу Ардон — Лабагом. Падение разлома южное под углом  $50-70^\circ$ . Надеждинский разлом отмечен на поверхности и в горных выработках в правом борту долины р. Ардон и имеет субширотное простирание при угле падения от  $75$  до  $80^\circ$ . Подгиб сланцеватости указывает на взбросовый характер перемещения по разлому.

Главный надвиг представлен серией чешуйчатых мелких надвигов, образующих зону интенсивно рассланцованных, раздробленных и каолинизированных пород мощностью от 3 до  $10-15$  м. Простирание его субширотное. Падение южное под углом  $45-60^\circ$ . Главный надвиг прослежен горными выработками на протяжении более 700 м. В правом борту р. Ардон он пространственно увязывается с крупным нарушением, вскрытым штольной «Надежда». На горизонтах штолен 2 и 7 Главный надвиг выполаживается, образуя флексурный изгиб. На участках перегибов имело место интенсивное смятие, дробление и рассланцевание пород с приоткрыванием полостей. Вдоль самого надвига возникла мощная зона сильно развальцованных до милонитов пород, которая явилась впоследствии благоприятным участком для метасоматических процессов рудообразования и обусловила локализацию оруденения в зоне.

Надвиг «S» имеет субширотное простирание и картируется на поверхности на 1400 м от долины р. Ардон на восток.

*Размещение и морфология рудных тел.* Промышленное оруденение в основном приурочено к флексуобразно изогнутой зоне смятия с многочисленными чешуйчато расположенными плоскостями скольжения в кварц-слюдистых и кварц-хлорит-слюдистых сланцах. Она имеет широтное простирание и южное падение. Почти на всех горизонтах Главный надвиг проходит по висящему боку Флексурной зоны смятия. Южное крыло Главного надвига было несколько приподнято в северном направлении, в результате чего на пологом участке «Флексуры» произошло приоткрывание полостей или отслоение рассланцованных и раздробленных пород. Вдоль линии самого надвига образовалась зона сильно развальцованных пород и милонитов мощностью от 0,5 до  $1-2$  м, которая явилась благоприятным участком для проникновения гидротермальных растворов. Участки милонитизированных пород и глинки трения вдоль линии надвига, видимо, служили экраном, так как оруденение в основном концентрируется в его лежащем боку. В соответствии с описанной структурой максимальное развитие оруденения наблюдается на средних горизонтах месторождения (штольни 2 и 7) и выклинивание на верхних и нижних горизонтах. По линии Главного надвига имели место и послерудные подвижки, что приводило к дроблению, а иногда и к перемещению рудных тел. Наличие галенитовых прожилков вдоль секу-

щих трещин в милонитизированной зоне указывает на то, что происходили и внутрирудные подвижки. Амплитуда как дорудных, так и послерудных перемещений по надвигу не установлена, но, по мнению Н. В. Иванова, она должна быть 25—50 м.

Таким образом, морфология и характер залегания рудных тел Буронского месторождения определяются наличием флексурной зоны смятия и Главного надвига. Флексурная зона смятия прослежена по простирацию на 500 м и по падению на 350 м. Она имеет форму сложной линзы, изгибающейся по падению и по простирацию. В пределах ее залегает четыре кулисно заходящих друг на друга и три параллельных рудных тела. Промышленные рудные тела месторождения представляют собой линзы, которые залегают согласно со сланцеватостью пород и повторяют элементы залегания «Флексуры», имеющей на верхних и нижних горизонтах крутые углы падения (45—60°), а на средних — пологие (20—30°). Простираение рудных тел субширотное. На участках пологого залегания (штольня 2) наблюдаются раздувы. Ниже и выше они уменьшаются до полного выклинивания.

Основные рудные тела часто расщепляются на более мелкие линзочки и апофизы. Характер выклинивания линз часто занозистый (по сланцеватости) и реже тупой. Безрудные участки между линзами интенсивно пиритизированы.

В изгибах пластов по простирацию и по падению в сочетании с пересекающими их трещинами образовались рудные столбы, склоняющиеся соответственно склонению изогнутых участков. Таких столбов на месторождении выделяется три. Два из них, приуроченные к изгибам сланцеватости, обращенным выпуклостью на юг, склоняются к юго-востоку под углом 70°, а третий на участке изгиба с выпуклостью на север наклонен к юго-западу под углом 25° и является как бы связующим между двумя первыми. При эксплуатации было установлено, что обогащенными являются участки лежащих боков рудных столбов.

На восточном фланге Буронского месторождения вне зоны Главного надвига известны две рудные линзы, расположенные кулисообразно и приуроченные к зонам скольжения и смятия. В размещении рудных тел Восточного фланга рудоконтролирующая роль отводится Надеждинскому разлому.

Характерной особенностью форм рудных тел Буронского месторождения является то, что в центральной части его преобладают линзообразные тела, а в западной и восточной (Восточный фланг) — жилы. Это объясняется затуханием флексурных изгибов в восточном и западном направлениях.

Ниже приводится характеристика некоторых рудных тел, залегающих в пределах «Флексуры».

Восточная линза вскрыта штольнями 1, 2, 3 и 7. По восстанию (штольня 7), по падению (штольни 1 и 3) и в западном направлении она расщепляется на ряд мелких субпараллельных прожилков, ориентированных по сланцеватости пород.

Первая западная линза расположена западнее Восточной линзы, с которой соединяется тонким рудным проводником и зоной вкрапленных руд. Падение ее на горизонте штольни 2 южное под углом 25—30°. Выше и ниже падение круче и составляет соответственно 40 и 40—50°. Ниже горизонта штольни 2 она выклинивается. На горизонте штольни 3 она соединяется со второй западной линзой, а выше, на горизонте штольни 7 — с восточной линзой. Ниже штольни 3 первая западная линза выклинивается.

Вторая западная линза имеет средний угол падения 32°. Выше горизонта штольни 2 она выклинивается.

В западной части месторождения (в пределах трех западных линз) не наблюдается четко выраженного флексурного перегиба рудовмеща-

ющей полости. Отмечается несколько слабо выраженных перегибов и соответственное увеличение и уменьшение мощности рудного тела. Кроме описанных рудных тел на месторождении известны еще три небольших параллельных друг другу линзы: первая и вторая северные и южная. Они обособлены от «Флексуры».

В правом борту р. Ардон, восточнее Буронского рудника разведочными работами выявлено слепое рудное тело, представленное двумя кулисно заходящими одна на другую параллельными линзами северной и южной, приуроченными к зонам скольжения и трещинам межпластовых отслоений между Восточным и Надеждинским разломами. Азимут простирания рудных тел и вмещающих кварц-хлорит-сланцевых сланцев субширотный ( $260-265^\circ$ ), падение южное под углом  $60-70^\circ$ .

*Вещественный состав и типы руд.* Вещественный состав руд Буронского месторождения в 1937—1938 гг. детально изучался группой сотрудников ВИМС под руководством Ф. И. Абрамова. В 1953—1954 гг. он еще раз подвергался детальному исследованию работниками Ленинградского горного института под руководством Н. В. Иванова.

В рудах Буронского месторождения установлены пирит, магнетит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, арсенопирит, касситерит, шеллит, марказит, висмутин, самородный висмут, аргентит, самородное серебро, блеклые руды, кобальтин и станнин. Основные нерудные минералы представлены кварцем, хлоритом, альбитом, шпинелью, гранатом, пироксенами, мусковитом, серицитом, биотитом и карбонатами. Второстепенными нерудными минералами являются турмалин, клиноцоизит, цоизит; стильпномелан, тремолит, ильменит, рутил и сфен, которые за исключением поздней разновидности турмалина, стильпномелана и тремолита, являются реликтовыми минералами вмещающих пород.

Околожилльные изменения вмещающих пород проявлены нечетко. При приближении к рудному телу во вмещающих породах усиливается рассланцевание и обогащение слюдыстыми минералами. Ближе к рудному телу в породах развиваются кварцевые прожилки, переходящие далее в зону сплошного окварцевания и развития вторичных кварцитов с вкрапленностью рудных минералов. Непосредственно с рудами соприкасаются интенсивно хлоритизированные и окварцованные сланцы с обильной вкрапленностью сульфидов. По минеральному составу и текстурным особенностям Н. В. Ивановым на Буроне выделено три типа руд (табл. 18) с десятью разновидностями.

Вкрапленные руды в кристаллических сланцах, кварцитах и других породах имеют полосчатую текстуру. Вкрапленники сульфидов развиваются вдоль полосчатости пород в виде струй и полос. Встречаются секущие прожилки халькопирит-пирротинового состава.

Среди вкрапленных руд выделены четыре разновидности.

1. Руды в основном пиритового состава, содержат редкие скопления зерен магнетита, арсенопирита. Пирротин, халькопирит и галенит встречаются весьма редко.

2. Руды, представленные в основном пирротинном. Пирит, халькопирит и галенит присутствуют в весьма малых количествах или отсутствуют. Текстуры брекчиевидная, петельчатая и полосчатая. По содержанию свинца, цинка и меди эти руды, за исключением некоторых участков, непромышленные.

3. Руды, по сложению аналогичные предыдущим, но с преобладанием халькопирита над другими сульфидами.

4. Руды, характеризующиеся резко повышенным содержанием галенита, который слагает почти мономинеральные прожилки мощностью до 15 мм или образует тонкую вкрапленность во вмещающей породе. Галенитовые прожилки обычно совмещаются с кварцевыми. Галенит и другие сульфиды иногда цементируют обломки кварца в раздробленных прожилках. В ассоциации с галенитом встречаются сфалерит, халь-

Типы и разновидности руд

Тип руды	Текстурно-минералогические признаки	№ разновид-ности	Минералогические разновидности
I	Вкрапленные руды в кристаллических сланцах, кварцитах, катаклазитах и других породах	1	Пиритовые
		2	Пирротиновые
		3	Халькопиритовые
		4	Галенитовые
II	Массивные пиритовые руды	1	Пиритовые
		2	Магнетит-пиритовые с макроскопически заметным халькопиритом
		3	Магнетит-пиритовые с макроскопически заметным галенитом
III	Массивные пирротиновые руды	1	Пирротиновые
		2	Пирротиновые с макроскопически заметным халькопиритом
		3	Пирротиновые с макроскопически заметным галенитом

копирит, реже пирротин и еще реже пирит. Эти руды чаще всего встречаются вдоль контактов сплошных сульфидных руд.

Во вкрапленных рудах наблюдается увеличение содержания халькопирита и галенита ниже горизонта штольни 2, выше от него — увеличение содержания пирротина.

Массивные пиритовые руды характеризуются следующими особенностями.

1. Руды в основном магнетит-пиритового состава, полосчатой, реже грубополосчатой и массивной текстуры. Магнетит со сфалеритом, пирротин и халькопиритом среди пирита распределяется полосами шириной от 1 до 15 мм и в виде линзовидных обособлений. Руды этого типа, как правило, слагают центральные части рудных тел.

2. Руды, отличающиеся значительно большим количеством халькопирита. Они имеют массивную, иногда слабополосчатую текстуру и мелкозернистую структуру. Содержание халькопирита в них увеличивается с глубиной. Эти руды преимущественно характерны для нижних горизонтов месторождения.

3. Руды, по составу и строению аналогичные описанным, но отличающиеся от них наличием макроскопически заметного галенита. Галенит в виде прожилков, полос и обособлений тяготеет к магнетитовым полосам.

Массивные пирротиновые руды содержат в подчиненных количествах пирит и в весьма незначительных количествах магнетит, халькопирит, сфалерит и галенит. Текстура руд массивная, грубополосчатая и неяснополосчатая. Структура тонкозернистая, реже неравномернозернистая. Эти руды чаще всего встречаются на контактах массивных пиритовых руд.

*Генезис и возраст Буронского месторождения.* По вопросам генезиса и возраста Буронского месторождения единого мнения нет. Н. В. Иванов и Н. И. Руденко считали его гидротермальным образованием с наложением процессов метасоматоза. Формирование месторождения происходило в большом диапазоне температур — от высоких до средних на глубинах не менее 1000 м. Ими выделяются восемь стадий минерализации: 1) кварцевая, 2) касситерит-хлоритовая, 3) пиритовая,

4) магнетитовая, 5) сфалеритовая, 6) халькопирит-сфалерит-пирротиновая, 7) галенитовая, 8) кварц-кальцит-марказитовая.

Отложению минералов каждой последующей стадии минерализации предшествовали интенсивные тектонические подвижки. После пиритовой стадии руды подверглись метаморфизму. После галенитовой стадии они вновь подверглись метаморфизму с перекристаллизацией и частичным переотложением галенита, халькопирита и др.

М. С. Баклаков ставит под сомнение наличие восьми стадий минерализации, так как при двукратном метаморфизме руд должны полностью стереться все признаки, по которым определяется порядок отложения минералов из растворов и в таком случае Н. В. Иванов и Н. И. Руденко по существу определили кристаллобластический ряд, а не стадии минерализации. Буронское месторождение относится М. С. Баклаковым к группе метаморфизованных. Он считает, что рудные тела формировались длительное время на глубинах около 2000 м при высоких температурах на ранних стадиях и при средних — на поздних стадиях процесса рудоотложения.

К. Каррара (1965) разделяет процесс формирования месторождения на три этапа: колчеданный, контактово-метаморфический и гидротермальный. В первый этап образовалась серноколчеданная минеральная ассоциация, во второй — кварц-магнетитовая, кварц-касситеритовая, сульфидно-скарновая с шеллитом, в третий — сульфидно-касситеритовая, сульфидно-полиметаллическая и сульфидно-карбонатная.

Возраст месторождения, по данным Н. В. Иванова, определяется в пределах от верхнего палеозоя до нижней юры. Верхнюю часть месторождения (пирротин-полиметаллическую) они считают близкой к Садонской группе, нижнюю (касситерит-колчеданную) в связи с интенсивным метаморфизмом руд относят к верхнему палеозою. Л. А. Вардьянц связывает его с интрузиями горы Тепли и относит к посленижнеюрскому возрасту. М. С. Баклаков верхним возрастным пределом считает триас. В. И. Смирнов (1960) возраст месторождения определяет нижнеюрским и парагенетически связывает с юрским диабазовым комплексом. По мнению В. Б. Черницына, возраст Буронского месторождения юрский, а формирование его происходило путем наложения предкелловейского полиметаллического оруденения на медно-пирротиновое нижнеюрское или более древнее.

Каурбекхохское месторождение. Типичным месторождением медно-пирротиновой формации является Каурбекхохское, расположенное в южной части Адайхохской антиклинали и изучавшееся Л. Н. Пламеневским, И. Д. Стороженко, С. Н. Кокаевым. Оно приурочено к ороговикованным юрским аргиллитам, слагающим тектонический блок типа горста, ограниченный Адайкомским и Каурбекхохским субширотными разломами (см. рис. 66). Этот блок насыщен дайками диабазов, слагающими 60—80% его объема. Рудопроявление приурочено к широтному нарушению и располагается на контакте одной из крупных даек габбро-диабазы. В зоне ожелезнения мощностью до 2,5 м, протягивающейся по контакту, размещены зоны кварц-сульфидных прожилков и скоплений, содержащие линзы сплошных сульфидов. Сплошные руды сложены в основном пирротином, в котором рассеяны халькопирит и сфалерит. В составе руд отмечены марказит, мельниковит, замещающие пирротин, а также кварц, кальцит и хлорит. Кроме меди и цинка руды Каурбекхоха содержат в повышенных количествах кобальт, кадмий и олово. По мнению С. Н. Кокаева, наиболее ранней является кварц-пиритовая минеральная ассоциация, на которую наложилась пирротин-халькопиритовая с кальцитом.

Девдоракское месторождение. Месторождение относится к кварц-халькопиритовой формации и располагается на южном крыле Дарьяльской антиклинали на восточных отрогах Казбека. Уча-

сток сложен породами кистинской свиты, прорываемой многочисленными дайками диабазов северо-западного простирания. На площади располагаются 22 кварцевые и кварц-карбонатные жилы, приуроченные в большинстве случаев к дайкам диабазов. Основными рудными минералами являются пирит, пирротин, халькопирит, реже встречаются галенит и сфалерит.

Приведенные материалы позволяют наметить основные черты Адай-хох-Дарьяльской части Приводораздельной металлогенической зоны.

1. Территория, где развито медное юрское оруденение, в период формирования месторождений представляло собой активно развивавшийся геосинклинальный прогиб.

2. В ее пределах в плинсбах, домере, тоаре и аалене имел место эффузивный и субинтрузивный магматизм основного и среднего состава.

3. Медно-пирротинное оруденение тяготеет к участкам концентрации магматических пород основного состава. Халькопирит-пирротинная стадия оруденения накладывается на диабазовые дайки.

4. Медное юрское оруденение концентрируется вблизи антиклинальных поднятий либо по их периферии.

5. В ряде случаев на медно-пирротинные жилы накладывается галенит-сфалеритовая минерализация.

### СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ (ШАХЕ-САНЧАРСКАЯ) ПОДЗОНА

Шахе-Санчарская подзона Приводораздельной металлогенической зоны располагается на северо-западном окончании Большого Кавказа в его водораздельной части и протягивается от верховьев р. Большая Лаба на востоке к верховьям р. Шахе на западе. Ее протяженность свыше 100 км, ширина 6—8 км.

#### *Геологическое строение*

В структурно-тектоническом плане подзона охватывает южную часть тектонического блока Главного хребта и северную часть южного склона, следуя вдоль разделяющей их системы разрывных нарушений, известной под названием Главного надвига (рис. 68).

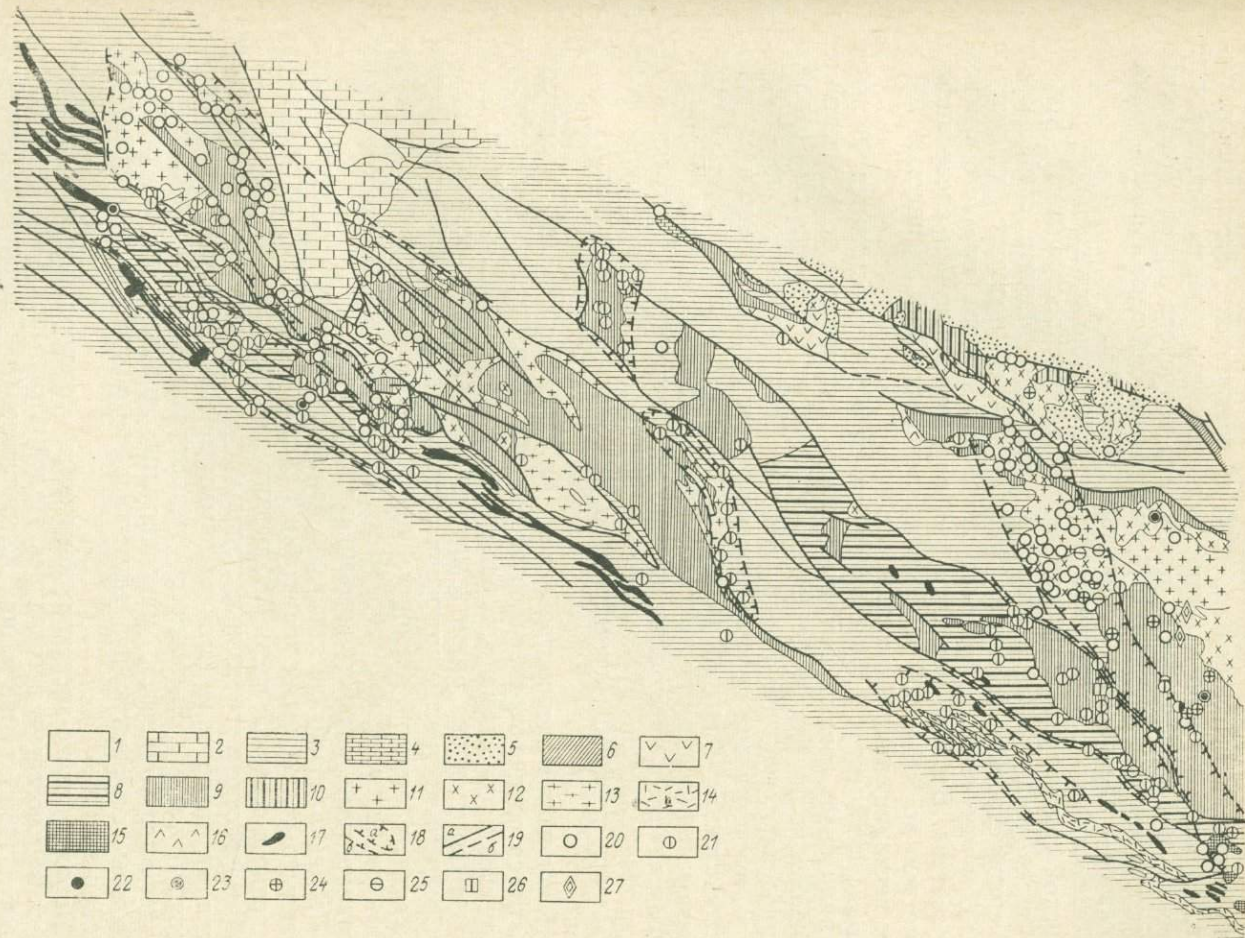
В геологическом строении подзоны принимают участие породы протерозойско-палеозойского кристаллического основания и ниже-среднеюрского вулканогенно-осадочного чехла. Фундамент подзоны образован серией метаморфических пород макерской, дамхурцевской, лаштракской и аджарской свит, представленных слюдяными сланцами, амфиболитами, гнейсами, прослоями кварцитов, известняков, конгломератов, прорванных в ряде мест интрузиями гранитов нижнекарбонového возраста. На дневную поверхность породы фундамента выходят в основном на флангах рассматриваемой территории, где ими сложены ядра горст-антиклинорий — Чугушского и Софиевского. Кроме того на хребте Хуко и в районе перевала Псеашхо известны верхнепалеозойские терригенные комплексы, которые тоже следуют отнести к фундаменту.

Породы ниже-среднеюрского вулканогенно-осадочного комплекса мощностью 3200—4500 м наиболее широко развиты на площади Псеашхинской грабен-синклинали. Представлены они песчано-глинистыми отложениями и межпластовыми залежами вулканогенных пород кислого, среднего и основного состава. Возраст их по фаунистическим находкам определяется в интервале между верхами синемюрского яруса до бата включительно.

Синемюрский ярус (верхний подъярус) отмечен в западной части горст-антиклинория Главного хребта, где он сложен базальным конгломератом, песчаниками и аргиллитами с прослоями оолитовых железняков и линзами известняков общей мощностью от 20 до 300 м.

Рис. 68. Схема геологического строения и размещения рудопроявлений в северо-западной части Большого Кавказа.

1 — четвертичные образования; 2 — верхняя юра, известняки; 3 — нижняя и средняя юра, аргиллиты, алевролиты, песчаники; 4 — триас, известняки, мергели, сланцы, песчаники; 5 — пермь, конгломераты; 6 — средний — нижний карбон, конгломераты, песчаники; 7 — средний — верхний карбон, эффузивные породы; 8 — верхний карбон — триас, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты; 9 — протерозой — нижний палеозой (?), кристаллические сланцы; 10 — палеозой (?), метаморфические сланцы; 11 — верхний палеозой, граниты, 12 — палеозой, плагииграниты; 13 — палеозой (?), диорито-гнейсы; 14 — нижняя — средняя юра, лавы и туфы альбитофиров; 15 — нижняя — средняя юра, габбро, диориты, плагииграниты; 16 — палеозой, габбро; 17 — нижняя — средняя юра, диабазы, диабазовые порфириды, диоритовые порфириды; 18 — границы рудных зон, районов, полей; а — достоверные, б — предполагаемые; 19 — разрывные нарушения; а — установленные, б — предполагаемые; рудопроявления: 20 — свинца и цинка; 21 — медные и медно-полиметаллические; 22 — ртути; 23 — золота; 24 — мышьяка; 25 — молибдена; 26 — рудопроявления и месторождения в связи с зонами скарнирования; 27 — пегматиты



Плинсбахский ярус, выделенный в центральной части Главного хребта, представлен толщей (до 1000 м) аргиллитов с прослоями песчаников, в кровле которой залегают вулканогенные породы авадхарского горизонта. В Главном хребте отложения тоарского яруса постепенно сменяют отложения плинсбаха. Представлены они однообразной толщей аргиллитов и алевролитов мощностью 140—250 м.

Ааленский ярус представлен преимущественно отложениями чаталтапинской свиты раннеааленского возраста, распространенной только в Гойтхско-Ачишхинской подзоне. В бассейне р. Мзымта свита имеет двучленное строение (Ломизе, 1969). В нижней подсвите мощностью до 1070 м отмечены горизонты вулканогенных пород среднего и основного состава. Верхняя подсвита сложена аргиллитами и алевролитами мощностью до 900—1000 м. Верхнеааленская толща мощностью 700 м имеет песчано-глинистый состав.

Байосский ярус представлен подводно-эксплозивными фациями «порфиритовой» свиты. Западные выходы их известны по р. Чвежипсе, а наиболее полно они представлены в бассейне р. Мзымта. Эти отложения разделяются на две толщи (Ломизе, 1969). Нижняя, мощностью до 1000 м, представлена порфиристыми лавами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Верхняя, мощностью до 500 м, выражена чередованием туффитов, туфогенных песчаников, аргиллитов и кремнистых пород.

Батский ярус имеет ограниченное распространение. Он согласно перекрывает байосские вулканогены и представлен чередованием туфопесчаников, туффитов, аргиллитов и алевролитов мощностью от 50 до 300 м.

Наибольшим распространением на рассматриваемой территории пользуются средне-верхнепалеозойские интрузии, приуроченные к кристаллическому фундаменту горст-антиклинория Главного хребта. В области южного склона развиты интрузии мезозойского возраста.

Среднепалеозойские интрузии составляют, по Г. А. Михееву, единый среднегерцинский предороженный интрузивный комплекс, представленный серпентинитами, габбро и габбро-амфиболитами, диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами.

Позднепалеозойские интрузии, являющиеся постскладчатыми, представлены двуслюдяными гранитами Главного хребта. Развиты преимущественно в северной части Софийского горста.

Мезозойские интрузивные породы представлены часто крупными массивами диоритов, многочисленными дайками и согласными пластообразными телами. Выделяются среднеюрские диориты и граниты бакско-эзерского комплекса, микродиориты, диабазы, габбро-диабазы и диабазовые порфириты, ааленские кварцевые порфиры, меловые габбро и габбро-диабазы.

Породы бакско-эзерского комплекса образуют крупные сложностроенные массивы в истоках рек Малой и Большой Лабы и Большой Зеленчук. Наибольшие из них Кардывачский и Санчарский. Основные, реже средние и кислые дайки широко распространены по всей территории подзоны, севернее Главного надвига и в общем совпадают с площадью развития медных и полиметаллических рудопроявлений.

Основными элементами альпийской структуры в зоне Главного хребта на территории подзоны являются горст-антиклинории Чугушский на северо-западе, Софийский на юго-востоке и разделяющая их Псеашхинская грабен-синклиналь в центре.

Залегание осадочно-вулканогенного комплекса в пределах этих структур осложнено крутой и сравнительно мелкой складчатостью. В бассейне р. Мзымта тоар-ааленские отложения образуют ряд линейных складок общекавказской ориентировки. Наиболее значительные из них — Бзерпийская антиклиналь и расположенная южнее сопряженная с нею синклиналь. Крупными структурами более западных районов

являются Бзычская синклиналь и сильно смятая Игошская антиклиналь.

С вулканогенными породами среднего лейаса и интрузиями бакско-эцерского комплекса, приуроченными к зоне Главного надвига, в тесной пространственной и структурной связи находятся многочисленные ниже-среднеюрские медноколчеданные, медно-пирротиновые и полиметаллические рудопроявления.

В настоящее время наиболее изученными с точки зрения рудоносности и перспективными участками подзоны являются Санчарский, Латурский и Шахе-Головинский рудные районы.

### *Рудные районы*

#### **Санчарский рудный район**

Санчарский рудный район расположен в верховьях левых притоков р. Большой Лабы и протягивается через Санчаро-Лаштракское междуречье к верховьям правых истоков р. Макера. В его пределах известны рудопроявления медно-пирротиновой формации, а также скарны с пирротином, магнетитом или халькопиритом (рис. 69).

В строении района принимают участие метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные и интрузивные образования.

Метаморфические породы, образующие фундамент района, представлены макерской, дамхурцевской и лаштракской свитами общей мощностью до 3100 м.

В основании метаморфической толщи на правом склоне долины р. Санчаро залегают слюдястые сланцы макерской свиты. Стратиграфически выше находятся амфибол-полевошпатовые гнейсы дамхурцевской свиты, непрерывно прослеживающейся с правобережья р. Санчаро к северо-западу в бассейн р. Макера. Южнее они перекрываются кристаллическими сланцами лаштракской свиты, в низах которой отмечены прослой мраморизованных известняков мощностью до 85—100 м.

Простирание пород северо-западное, падение преимущественно моноклиналиное южное, лишь на левом берегу р. Лаштрак сланцы лаштракской свиты образуют серию субширотных складок.

Вулканогенно-осадочные образования слагают верхний для района структурный ярус и представлены комплексом пород санчарской свиты, отнесенных И. Р. Кахадзе и М. Л. Соминим (1965) к нижней юре. Свита обнажается в истоках р. Санчаро, где она сложена песчаниками, алевролитами, покровами андезитовых порфиритов и их лавовых брекчий, туфами, туфопесчаниками, кварцевыми альбитофирами общей мощностью 2100—2500 м.

Интрузивные образования Санчарского района представлены доюрскими серпентинитами, диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогнейсами и киммерийскими дайками и интрузиями диоритов и диабазов эцерского комплекса.

Доюрские серпентиниты образуют небольшие межпластовые залежи в породах лаштракской свиты на левом склоне р. Санчаро. Диориты и кварцевые диориты слагают значительную площадь в северной части района, прослеживаясь с правого борта р. Санчаро в низовья р. Лаштрак и далее на водораздел Санчаро — Макера. Плагиогнейсы слагают Бештинский горст, заходящий на территорию района лишь небольшим выступом у Санчарского перевала. Дайки кварцевых диоритов и диабазов развиты только среди нижеюрских пород санчарской свиты, где образуют секущие тела мощностью 3—15 м и протяженностью до 50—60 м.

Породы эцерского интрузивного комплекса представлены в Санчарском районе значительным по площади массивом кварцевых диоритов,

в которых встречаются тела и ксенолиты габбро и дайки плагиаплитов. Как дифференциаты эзерских интрузий, пользующиеся в районе чрезвычайно широким распространением, выделяются дайки микродиоритов и диабазов. Последние секут все метаморфические и магматические образования района, за исключением пород санчарской свиты, в которых они не встречены. По данным Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), Г. А. Михеева (1969 г.), эзерский (санчаро-кардывачский) комплекс магматических пород образовался в предкелловейское время.

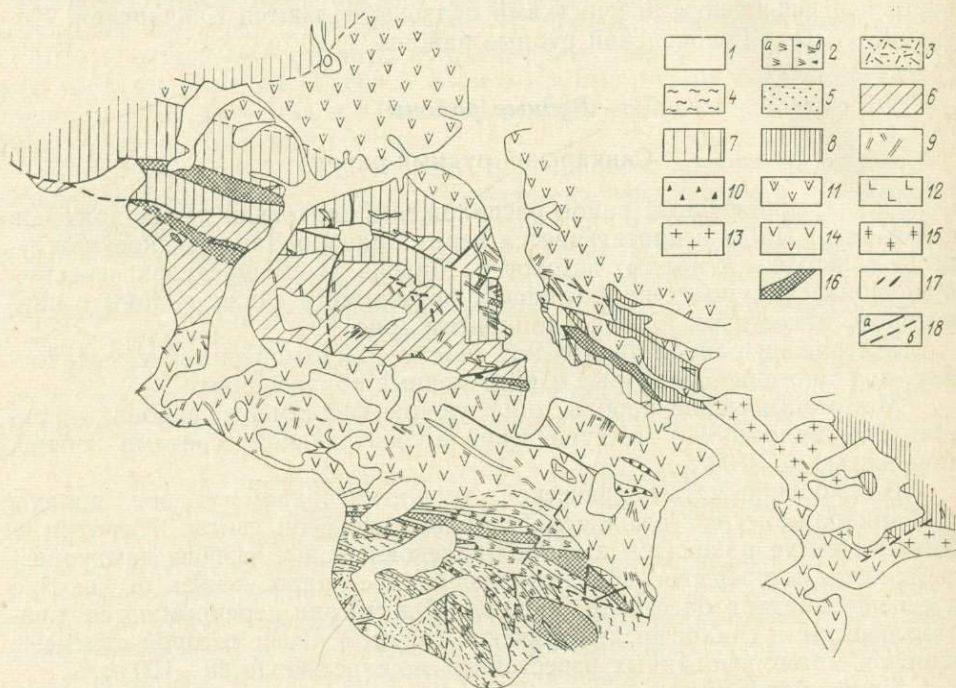


Рис. 69. Схематическая геологическая карта верховьев Санчарского рудного района. По В. Л. Омельченко, Ю. И. Алексеенко, Ю. П. Андрееву и др.

1 — четвертичные отложения; нижняя юра, санчарская свита; 2 — андезитовые порфириды (а) и их лавовые брекчи (б); 3 — переслаивание туфов и песчаников; 4 — глинистые сланцы; 5 — песчаники; докембрий — нижний палеозой, лаштракская свита; 6 — биотит-кварцевые, гранат-слодисто-кварцевые и хлорит-плагноклаз-кварцевые сланцы, известняки и филлиты; дамхурцевская свита; 7 — амфибол-полевошпатовые гнейсы; мажерская свита; 8 — хлорит-плагноклаз-кварцевые и мусковит-кварцевые сланцы; интрузивные породы мезозойские: 9 — дайки плагиаплитов, диабазов, микродиоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов; 10 — интрузивные брекчи; 11 — эзерские кварцевые диориты; 12 — эзерские габбро; 13 — плагногранодиориты; интрузивные породы палеозойские: 14 — диориты и кварцевые диориты; 15 — плагногнейсы Бештинского горста; гидротермальные образования: 16 — зоны вкрапленного сульфидного оруденения; 17 — пластовые тела магнетитовых и пирротин-магнетитовых руд; 18 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые.

Рудопроявления района. Оруденение Санчарского района представлено пироксен-гранатовыми с магнетитом и геденбергит-актинолитовыми скарнами с наложенной пирротиновой и халькопиритовой минерализацией, а также пиритизированными зонами и полиметаллическими жилами. Медно-цинковые (правый склон р. Санчаро, верховья р. Лаштрак), свинцово-цинковые (левый борт р. Санчаро) и свинцовые рудопроявления (верховья р. Лаштрак), развитые в кварцевых диоритах эзерского комплекса, имеют незначительные масштабы.

1. Зоны пиритизации в метаморфической толще.

Лаштракская пиритизированная зона представляет собой полосу пиритизированных сланцев лаштракской свиты северо-западного простирания, прослеживающуюся на левом склоне р. Лаштрак севернее и северо-восточнее перевала Чмахара. На фоне рассеянной пиритизации выделяются линзовидные участки пород с обильной пиритизацией, при-

уроченные к тектоническим трещинам и зонам смятия. Сульфидная минерализация представлена более или менее равномерной мелкой вкрапленностью, отдельными гнездами и прожилками мелкозернистого пирита, реже пирротина и халькопирита. На контактах с дайками наблюдаются зонки брекчированных сланцев и микродиоритов, пронизанные мелкими прожилками кварца с пиритом и халькопиритом. Сходный характер имеют пиритизированные зоны на правом борту р. Санчаро, на водоразделе Лаштрак — Макера и др.

В амфиболитах и хлоритовых сланцах левого склона долины р. Макера Е. А. Снежно встречены тела грейзенизированного аплитовидного гранита, в котором наряду с вкрапленностью пирита обнаружен молибденит.

## 2. Пиритизированные зоны в юрских толщах.

Среди серий мощных пиритизированных зон, залегающих в вулканогенно-осадочном комплексе санчарской свиты, по данным Ю. П. Андреева, В. Л. Омельченко и др., наибольшими размерами отличаются Первая и Вторая зоны.

*Первая Южная пиритизированная зона* непрерывно прослеживается в северной части комплекса от оз. Санчаро на юго-восток до границы с Грузией (см. рис. 69). Простираение зоны северо-западное, азимут падения 25—40° под углом 60—75°. По падению она обнажена больше, чем на 0,5 км. Вмещающие породы — андезитовые порфириты и туфы — сильно окварцованы с признаками грубой рассланцовки, местами по составу похожи на окварцованные кварцевые порфиры и кварцевые порфириты. В зоне выделяются обохренные полосы и линзовидные участки пород бурого и вишнево-красного цвета, иногда ноздреватого облика с черными и темно-коричневыми налетами лимонита мощностью от 1 до 10 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью и реже гнездообразными скоплениями и прожилками кварца, пирита и пирротина с подчиненным количеством халькопирита и сфалерита.

В пределах Второй пиритизированной зоны, имеющей подобное строение, выявлены участки прожилково-сетчатых и вкрапленных руд, представленных пиритом, пирротинном, халькопиритом и сфалеритом. Отмечены случаи наложения сульфидной минерализации на дайки диоритов.

*Скарны* с магнетитом, пирротинном и халькопиритом. Пироксен-гранатовые с магнетитом и геденбергит-актинолитовые скарны с наложенной пирротин-халькопиритовой минерализацией встречены в Санчарском районе по северной границе интрузии кварцевых диоритов эцерского комплекса. Вблизи магматического контакта, сопровождавшегося дайками диоритов и диабазовых порфиритов, в лаштракской свите залегает горизонт мраморов, в пределах которого и образовались основные тела скарнов. Впервые оруденение описано С. Денбским (1901) и в дальнейшем изучалось И. И. Бессоновым, Л. И. Яковлевой, Г. А. Михеевым и др. Скарны располагаются на Санчаро-Лаштракском водоразделе, где они слагают несколько рудных тел. По минеральному составу тела подразделяются на магнетитовые, пирротинные и переходные между ними пирротин-магнетитовые. В магнетитовых скарнах руды представлены мелкозернистым магнетитом с примесью халькопирита и пирротина, прожилки которого секут скарн. В сульфидно-магнетитовых рудах пирротин и халькопирит образуют прожилки, рассекающие существенно магнетитовую массу. В пирротинных рудах основным минералом является пирротин, магнетит наблюдается в обломках, цементирующихся пирротинном и мельниковит-пиритом.

Содержание железа в магнетитовых скарнах достигает 31—67%. Содержание меди, по данным Л. Н. Яковлевой, большей частью низкое. Повышенные концентрации в скарнах имеют цинк, мышьяк, никель и марганец (до 1%).

## Лаурский рудный район

Лаурский рудный район объединяет ряд месторождений медно-колчеданной и скарновой формаций с наложенным медно-пирротинным и полиметаллическим оруденением, расположенных в центральной части Шахе-Санчарской подзоны в бассейне р. Мзымта (рис. 70). Район располагается в Псеашхинской грабен-синклинали на юго-восточном погружении Чугушского горст-антиклинория и сложен вулканогенно-осадочной толщей среднего лейаса. Эта толща представлена глинистыми сланцами с межпластовыми залежами и дайками альбитофиров, диабазов и диабазовых порфириров. На севере и северо-востоке вблизи водораздела Главного хребта нижнеюрская толща по тектоническому контакту приведена в соприкосновение с приподнятым верхнепалеозойским фундаментом.

На северо-западной части площади в бассейне р. Ассары в нижнеюрскую толщу вдвинут горст среднепалеозойских образований, на юге и юго-востоке которого развиты катаклазированные двуслюдяные граниты. В зоне разломов, ограничивающих горст, породы окварцованы, брекчированы и пронизаны сетью карбонатных прожилков. Разлом, оконтуривающий горст с юга и являющийся одной из ветвей Главного надвига, прослеживается в районе концентрации оруденения в устье р. Бзерпии. Его оперяют нарушения северо-восточного ( $30-60^\circ$ ) простирания.

Юго-восточнее горста располагается запрокинутая к югу Бзерпийская антиклиналь, ось которой прослеживается вдоль русла р. Бзерпия, а северное крыло осложнено Главным надвигом, по которому нижнеюрские отложения надвинуты на ниже-среднеюрские. В ядре антиклинали залегают графитизированные сланцы верхнетоарского возраста. Ее южное крыло сложено тоар-ааленскими глинистыми сланцами свиты хахопсе, которые содержат сингенетичные уплощенные конкреции пирита и линзочки сидерита.

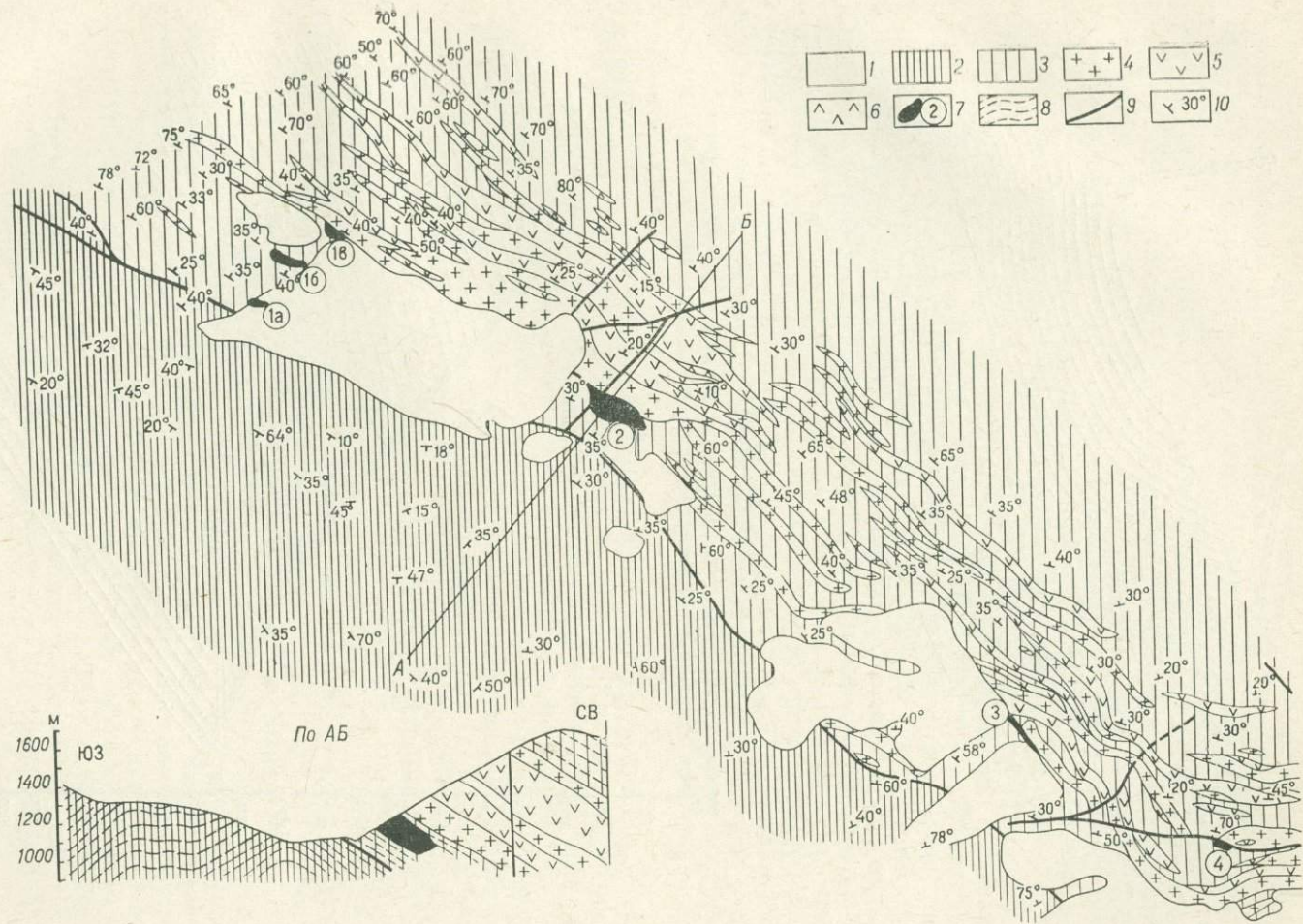
Группа рудопроявлений, расположенная в бассейне р. Лаура, выделяется как Лаурское рудное поле. Оно приурочено к вулканогенно-осадочной толще среднего лейаса, слагающей северное крыло Бзерпийской антиклинали. Здесь отмечено тринадцать рудопроявлений, наиболее крупными из которых являются Лаурская (Центральная), Северная, Южная и Бзерпийская рудные зоны.

*Лаурская (Центральная) рудная зона*, изучавшаяся И. Н. Ереминым, расположена на водоразделе Лауры и Бзерпии (рис. 71). Вмещающими оруденение породами являются аргиллиты с тонкими прослойками алевролитов. Простирание пород общекавказское ( $290-310^\circ$ ), падение северо-восточное под углом  $15-40^\circ$ . В 250 м к северо-востоку от рудной зоны в толще сланцев согласно залегают эффузивы и субвулканические тела альбитофиров и диабазов авадахарского вулканогенного горизонта. В структурном отношении рудная зона приурочена к небольшой синклинали складке, осложняющей северное крыло Бзерпийской антиклинали.

Оруденение приурочено к согласной с вмещающими породами зоне брекчирования сланцев. Интенсивность брекчирования наибольшая в висячем боку зоны, к лежащему боку она постепенно убывает. С возрастанием степени брекчирования возрастает и интенсивность оруденения. Если в лежащем боку развиты лишь мелкие прожилки пирита с незначительной вкрапленностью халькопирита, реже сфалерита и очень редко галенита, то в центральной части сеть пиритизированных прожилков заметно сгущается, появляются интенсивно брекчированные участки, в которых обломки пород размерами до  $0,2 \times 0,5$  м цементируются кварцем, пиритом и халькопиритом, слагающими гнезда и взаимно пересекающиеся прожилки.

Рис. 70. Схематическая геологическая карта Лаурского участка. По И. Н. Еремину.

1 — четвертичные отложения, делювий, пролювий; 2 — тоар-ааленские отложения, свита хахопсе, аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы; 3 — нижнеюрские отложения (средний лейас?), глинистые сланцы; 4 — эффузивные и субинтрузивные тела кератофиров среднелейасового (?) возраста; 5 — эффузивные и субинтрузивные тела диабазов и порфиров среднелейасового (?) возраста; 6 — габбро диориты нижнеюрского возраста; 7 — рудопоявления: 1 — Лаурское (а — Южная, б — Центральная, в — Северная рудные зоны), 2 — Бзерпя, 3 — Медвежий вора, 4 — Коготь; 8 — ориентировка слоистости; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания



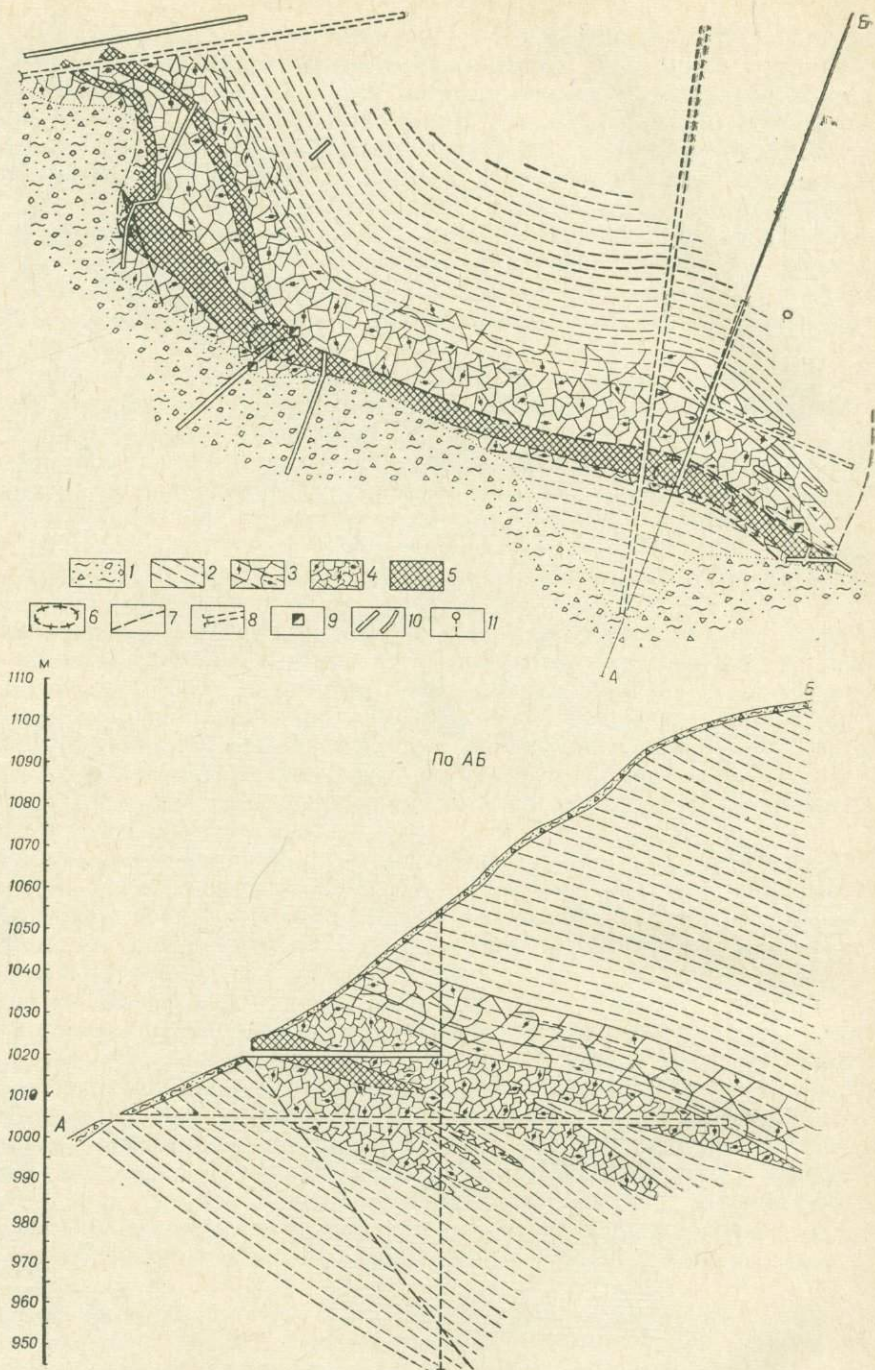


Рис. 71. Схематический план Лауринской (Центральной) рудной зоны. По И. Н. Ереми-ну и Э. Э. Грабовскому.

1 — делювиальные отложения; 2 — глинистые сланцы небрекчированные; 3 — глинистые сланцы слабо брекчированные; 4 — глинистые сланцы брекчированные с редкой вкрапленностью и прожилками сульфидов; 5 — рудоносная зона (брекчированные глинистые сланцы с вкрапленностью, гнездами и прожилками сульфидов); 6 — предполагаемый контур «рудных столбов». На поверхности интенсивно брекчированные глинистые сланцы с вкрапленностью, гнездами, прожилками и линзами сульфидов; 7 — тектонические нарушения; 8 — штольни; 9 — шурфы; 10 — канавы, расчистки; 11 — скважины

Крупные обломки обычно не изменяют своего положения, ориентировка их слоистости такая же, как и в ненарушенной толще, мелкие — хаотично повернуты. В обломках, как и во вмещающих породах, отмечены скопления мелкозернистого рассеянного (сингенетического) пирита. Висячем боку зоны халькопирит часто преобладает над пиритом и кварцем. Наиболее брекчированные и богатые халькопиритом участки зоны тяготеют к местам пересечений ее крутопадающими поперечными трещинами северо-восточного простирания. Иногда отмечаются участки сплошного крупнозернистого пирита с редкими обломками сланцев размером 1,5—2 см. Там, где основная зона пересекается с поперечными трещинами, образуются линзы массивной медноколчеданной руды. Халькопирит и пирит, обычно с незначительным количеством кварца, цементируя обломки сланцев, образуют в этих участках прожилки и гнезда. Отмечаются прожилки, нацело сложенные халькопиритом. Сфалерит и галенит присутствуют в цементе брекчии в виде редкой вкрапленности. Наиболее мощные сульфидные прожилки связаны с системой вертикальных трещин. Блискогласные с глинистыми сланцами прожилки кварца и сульфидов приурочены к пологим трещинам, простирающимся согласно оси антиклинали (СЗ 300°). С системой кулисообразных трещин (азимут падения 75—85°, угол падения 60—80° на юго-запад) связаны прожилки молочно-белого кварца, секущие сульфиды. Внутри минерализованной зоны выделено рудное тело, представляющее собой рудную брекчию. Бисячий контакт рудного тела резкий, лежащий — постепенный. Оруденение неравномерное, отмечено несколько обогащенных мельдю участков.

*Северная рудная зона* расположена в 250 м северо-восточнее Лаурской зоны, где аргиллиты и алевролиты содержат согласные и секущие тела альбитофиров, диабазов и диабазовых порфиритов. Она приурочена к контакту сланцев с вышележащим телом альбитофиров. Сульфидная минерализация представлена неравномерной, часто убогой вкрапленностью и прожилками пирита с халькопиритом, ассоциирующих с кварцем. Прожилки обычно содержат единичные гнездообразные включения галенита и сфалерита. Интенсивно гидротермально измененные альбитофиры, как и сланцы, вдоль контакта брекчированы и содержат линзовидные прожилки и гнезда пирита, сфалерита и галенита.

*Бзерпийская рудная зона* расположена на правом берегу р. Бзерпия, юго-восточнее Лаурской рудной зоны. Она находится в тех же геологических условиях, что и описанные Лаурские зоны, и приурочена к контакту глинистых сланцев и альбитофиров. Простирание пород северо-западное (290—310°), падение северо-восточное под углом 20—40°. По данным И. Н. Еремина, зона представлена минерализованной брекчией отслоения в северо-восточном крыле Бзерпийской антиклинали. Глинистые сланцы в ее пределах окварцованы, альбитофиры гидротермально изменены и местами переходят во вторичные кварциты. Рудная минерализация представлена неравномерной сетью прожилков, вкрапленностью и гнездами пирита, халькопирита и сфалерита. Преобладает пирит. Относительно богатые участки с прожилково-сетчатым оруденением тяготеют к наиболее брекчированным местам в центральных частях зоны. Отмечено несколько линз.

Минеральный состав всех рудопроявлений Лаурского района отличается простотой и единообразием. Основными гипогенными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит и марказит. Реже встречаются галенит, пирротин, мельникит и арсенопирит. По данным И. Н. Еремина, в единичных случаях в шлифах наблюдалось золото. Среди жильных минералов преобладает кварц, развиты кальцит и хлорит, редко встречаются барит и серицит. Основными стадиями минерализации при формировании оруденения были кварц-пиритовая, халькопиритовая и галенит-сфалерит-пиритовая, причем каждой рудной стадии

предшествовало выделение кварца. Завершающей весь рудный процесс явилась карбонатная стадия.

В рудах Лаурского рудного поля химическим и спектральным анализами кроме меди, цинка и свинца установлены никель, кобальт, молибден, вольфрам, висмут, кадмий, олово, ванадий, германий и др. В отдельных пробах содержится мышьяк, изредка отмечается золото, ассоциирующее с пиритом, и серебро, связанное с галенитом. В сфалерите отмечен кадмий, в халькопирите — индий. Олово устанавливается в основном в рудах с полиметаллическим оруденением. В ряде проб обнаруживается ртуть.

Севернее и северо-восточнее рудопроявлений Лаурской группы в районе перевала Псеашхо и в истоках рек Уруштен и Малая Лаба отмечено большое количество рудопроявлений меди. Наиболее широко распространены здесь скарное оруденение и кварц-сульфидные жилы.

Скарновые рудопроявления с наложенной пирротиновой, медной и свинцово-цинковой минерализацией развиты в палеозойской метаморфической толще Псеашхинского поднятия, где приурочены к контактам даек диоритов с известняками или филлитами. Представлены они гнездовидными и линзовидными телами скарнов с вкрапленностью пирротина, халькопирита, пирита, реже галенита и сфалерита. Оруденение неравномерное, местами массивное.

Медно-пирротиновые проявления залегают в юрских глинистых сланцах, эффузивах и приурочены к их контактам. Размеры этих рудопроявлений небольшие. Они представляют собой кварцевые жилы с вкрапленностью пирротина и халькопирита. Кроме меди иногда отмечаются золото и мышьяк. Наибольшие размеры имеют медно-пирротиновые рудопроявления, связанные с брекчированными зонами. Одна из таких зон известна западнее горы Псеашхо на контакте глинистых сланцев с диоритами, где массивные пирротиновые руды с вкрапленностью халькопирита цементируют обломки сланцев и диоритов.

### Шахе-Головинский рудный район

Район расположен на северо-западном фланге Шахе-Санчарской подзоны и охватывает бассейн р. Шахе. В его геологическом строении принимают участие метаморфические породы протерозоя, верхнепермский осадочный комплекс и вулканогенно-осадочные образования среднего и верхнего лейаса, прорванные многочисленными дайками и небольшими массивами юрских габбро, диоритов и диабазов. В тесной пространственной и парагенетической связи с ними находятся медно-цинково-пирротиновые рудопроявления. Концентрируются они на правом берегу р. Шахе в протяженной полосе, контролируемой надвигом Главного хребта. Большинство рудопроявлений находится на территории Кавказского заповедника и изучены недостаточно. Наиболее полная характеристика этих рудопроявлений приведена в работе А. В. Нетреба и И. М. Манина, по которым и дается их описание. По вещественному составу они разделены на медноколчеданные, медно-пирротиновые и медно-цинковые (скарновые). Полиметаллическое оруденение в отличие от северного склона Главного хребта имеет здесь явно подчиненное значение.

Медноколчеданные рудопроявления расположены по правым притокам р. Шахе-Бушуйка, Буший, Кут, Водопадная, Сороководпадная, Дровяная и Герасимова. Они локализируются в толще нижнеюрских глинистых сланцев, прорванных дайками основного, среднего и кислого состава. Оруденение приурочено к зонам брекчирования на контакте глинистых сланцев и эффузивов. Оруденение неравномерно-вкрапленное, прожилково-вкрапленное и массивное. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, редко пирротином.

Так, рудопроявление балки Сороководопадной на правом берегу р. Кут представлено зоной с вкрапленными и гнездообразными скоплениями халькопирита и сфалерита в юрских аргиллитах. Азимут падения зоны  $160^\circ$ , угол падения  $80-85^\circ$ . Рудопроявление на правом берегу р. Шахе представлено зоной брекчирования в аспидных сланцах среднего лейаса с кварц-пиритовой, халькопиритовой и пирротиновой минерализацией. Приурочено оно к тектоническому нарушению северо-западного простирания ( $320^\circ$ ). Кроме меди в этих рудопроявлениях, по данным Л. М. Перепелицына, содержатся цинк и свинец.

Медно-пирротиновые рудопроявления широко распространены на правом берегу р. Шахе в районе ее притоков Монашка, Буший, Кут, Бзыш и Фишт. Они представляют собой жилы и прожилки кварца с вкрапленными сульфидами: пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Рудопроявления залегают в сланцах триаса (р. Монашка), в кристаллических сланцах, гнейсах и гранитах (р. Буший), в диоритах и глинистых сланцах на контакте с дайкой аплита (р. Кут), в амфиболитовых сланцах на контакте с дайками диабазов (р. Фишт). Мелкие прожилки часто образуют густую сеть. По балке Кут в нижнеюрских и палеозойских отложениях отмечены кварц-сульфидные жилы, содержащие значительные прожилково-вкрапленные скопления халькопирита, пирротина, галенита и сфалерита. Кроме меди в них содержатся цинк и свинец.

Медно-цинковые скарновые рудопроявления располагаются в западной части Чугушского антиклинория в известняках перми или на контактах известняков с нижнеюрскими глинистыми сланцами, иногда непосредственно в юрских отложениях. В долинах рек Монашка и Бушуйка, а также на их водоразделе отмечено несколько рудопроявлений, представленных неправильной формы телами скарнированных пород в пермских мраморизованных известняках вблизи их контактов с юрскими глинистыми сланцами или прорывающими их дайками диабазов. По форме это штоки, линзы и жиллообразные тела. По данным А. В. Нетребы, в некоторых рудопроявлениях отмечено по несколько линзообразных рудных тел.

На водоразделе рек Монашка и Бушуйка северо-восточнее пос. Бабук-Аул в верхнепермских известняках вскрыты четыре скарновые зоны с гнездами сфалерита и халькопирита. На правом склоне р. Монашка в мраморизованных верхнепермских известняках залегает скарновая зона, содержащая вкрапленность и гнезда халькопирита и сфалерита. Основными рудными минералами подобных рудопроявлений являются халькопирит и сфалерит, в подчиненных количествах находятся пирит и галенит. Оруденение неравномерное, гнездово-вкрапленного характера. Кроме меди отмечены цинк и свинец.

К скарновым отнесены и рудные тела по р. Буший, имеющие форму линз, штоков и кварцевых жил с вкрапленностью и гнездами пирита, халькопирита, сфалерита, реже галенита. По р. Маврикошха в зоне смятия на контакте нижнеюрских глинистых сланцев и пермских известняков отмечено массивное халькопирит-сфалерит-пирротиновое оруденение. Кроме меди и цинка в этих рудах определены никель и кобальт.

В балке Сороководопадной в приконтактной зоне между пермскими известняками и среднепалеозойскими кристаллическими сланцами развиты вкрапленные и гнездообразные скопления халькопирита, пирита, пирротина, сфалерита и галенита.

В бассейне р. Кут А. В. Нетребой опробованы оруденелые зоны на контактах известняков с габбро-диабазами с повышенными содержаниями никеля и кобальта. Оруденение представлено вкрапленностью и гнездами сфалерита, халькопирита и пирита в ряде изолированных участков, приуроченных к трещиноватым зонам в метаморфических породах на их контакте с юрскими глинистыми сланцами.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРИВОДОРАЗДЕЛЬНОЙ ЗОНЕ

Изложенные данные о геологическом строении и оруденении отдельных участков Приводораздельной металлогенической зоны позволяют наметить некоторые закономерности ее развития, формирования и размещения оруденения.

### СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Формационный анализ ниже-среднеюрских пород, слагающих Приводораздельную металлогеническую зону, свидетельствует о том, что в период, непосредственно предшествовавший образованию медного оруденения, территория зоны представляла собой интенсивно прогибавшийся участок юрской геосинклинали. В этом прогибе на всем протяжении зоны (более 700 км) в нижней и средней юре накапливались мощные толщи пород аспидной формации. Областью их питания, по-видимому, служила низкая суша на севере, разрушавшаяся в условиях гумидного климата. Северной и южной границей прогиба явились крупные разломы. К их фрагментам на востоке относятся Бурон-Ларский, Пуйский и Самурский, а на западе Тугупсинский и Бекишейский. В осевой части зоны располагался так называемый Главный Кавказский разлом («надвиг» южного склона), развитие которого и явилось, очевидно, причиной формирования прогиба. Область наиболее активной части юрской геосинклинали, где и расположена Приводораздельная зона, совпала с более древними участками активного прогибания земной коры, о чем, в частности, говорит наличие в фундаменте верхнепалеозойских моласс (Горная Осетия), а также непрерывно прослеживаемых серий геосинклинальных осадков на южном склоне (Сванетия). В центральной части прогиба, вблизи Главного Кавказского разлома, в аспидных толщах залегают горизонты эффузивов спилито-диабазовой формации. Положение наиболее активной и проницаемой части ниже-среднеюрского прогиба изменялось во времени, смещаясь к югу. Изменение структурного плана геосинклинального прогиба оказало влияние и на размещение разновозрастного юрского оруденения. Данные о мощности отложений позволяют предполагать, что территория Приводораздельной зоны в момент накопления осадков и формирования ранних рудных образований имела синклинальную структуру, образовавшуюся конседиментационно. Перед тоаром в середине аалена и в начале байоса в ряде участков зоны произошли тектонические движения, зафиксированные размывами и угловыми несогласиями. Вся зона была охвачена складкообразованием перед келловеем.

Таким образом, область, где в ниже-среднеюрское время формировалось медное оруденение, являлась эвгеосинклинальным прогибом с умеренным проявлением основного вулканизма, который развился в связи с глубинным разломом, являвшимся каналом проникновения основных магм и рудоносных растворов.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА

Среди тектонических зон Большого Кавказа, существовавших в ниже-среднеюрское время, Приводораздельная зона отличается наибольшей интенсивностью магматизма. Здесь широко распространены покровы и силлы основных пород, разновозрастные с осадками. Для зоны характерны пояса диабазовых даек, внедрявшихся как одновременно с излиянием лав, так и в более позднее время, после начальных фаз складчатости. Юрский возраст имеют многочисленные мелкие интрузивные массивы переменного состава от габбро до гранитов.

Проявления юрского магматизма в эффузивной фации отмечены в Приводораздельной зоне на всем ее протяжении на Северо-Западном Кавказе, в Горной Осетии и в Дагестане. На Северо-Западном Кавказе туфы и туфобрекчии кварц-кератофирового состава залегают в глинистых сланцах среднего лейаса и сопровождаются кварцевыми кератофирами в субвулканической фации. Как отмечает М. Г. Ломизе (1969), эти породы заметно отличаются от среднего кварцевого кератофира по Р. Дэли. Они содержат меньше кремнезема и щелочей и сравнительно богаты железом, магнием и кальцием. Последующий вулканизм, происходивший эпизодично и неповсеместно, отмечен в верхнетюрское — ааленское время, когда последовательно сформировались свиты чаталтапинская, макаровская и горы Индюк, содержащие вулканогенные породы (серия Гойтх). Разности ааленских вулканогенных пород основного состава (чаталтапинская свита) характеризуются пониженным содержанием СаО и повышенным  $\text{Na}_2\text{O}$  по сравнению со средним базальтом, но все же окиси натрия в них меньше, чем в типичном спилите, что объясняется малой степенью альбитизации. Липарито-дациты свиты горы Индюк содержат железа, магния, кальция и натрия больше, чем в среднем риодаците, а калия столько же.

Весьма интенсивно эффузивный вулканизм проявился в южной части Приводораздельной зоны в байосское время, когда здесь накопились толщи порфиритов мощностью более 1000 м. Порфириты имеют специфичный состав, отличаясь повышенным содержанием щелочей. Их наиболее основные разности близки к щелочным базальтам.

Таким образом, на Северо-Западном Кавказе эффузивный магматизм в раннегеосинклинальное время имел переменный состав. Серия Гойтх на 65% состоит из липарито-дацитов и на 35% из пород группы базальта (Ломизе, 1969). Центры базальтоидного вулканизма размещались в крупных разломах, ограничивающих прогиб (Тугупсинский и Бекишевский), а кислого — в центре прогиба. М. Г. Ломизе предполагает существование различных питающих магматических резервуаров. Кислые ааленские породы могли возникнуть либо путем дифференциации базальтовой магмы, либо путем плавления сиалической оболочки под влиянием глубинного тепла. Для этих пород характерны повышенная глиноземистость и низкие значения суммы щелочей.

Общая последовательность эффузивного магматизма Северо-Западного Кавказа такова: кислые породы (кварцевые кератофиры, средний лейас), базальтоиды (порфириты, альбитофиры, верхи тоара (?), низы аалена), перемежающиеся кислые породы и базальтоиды (липарито-дациты, верхний аален), базальтоиды (порфириты, байос и сеноман). При этом наиболее ранние его проявления имели место севернее Тугупсинского разлома, ааленский вулканизм происходил южнее его в Гойтхско-Ачишхинской зоне, порфириты байоса изливались еще южнее в Чвежисинско-Аибгинской зоне (рис. 72). Предполагая связь оруденения с юрским магматизмом, подобное расположение можно считать вероятным и для оруденения.

Базальтоиды Северо-Западного Кавказа (серии Гойтх) очень близки по составу к таковым Казбекского и Кахетинского диабазовых поясов. Средний состав неальбитизированных базальтоидов Большого Кавказа в целом отличается от такового базальтов «центрального типа», свойственных орогенным известково-щелочным сериям, и близок к толеитовым базальтам, причем по содержанию Mg, Fe, Ca и K занимает положение, среднее между континентальными и океаническими толеитами. Для первых характерна контаминация их кремнием и калием в сиалической коре.

В центральном интервале Приводораздельной металлогенической зоны в Горной Осетии и Ингушетии эффузивный магматизм активно проявился в лейасе, а в более позднее время в аалене он сменился суб-

интрузивной фацией. Плинсбахские эффузивные толщи осетинской свиты имеют в целом среднекислый состав, их максимальное развитие наблюдается севернее зоны медного оруденения, но в небольших количествах они присутствуют и в ее пределах. По А. П. Лебедеву (1950), несколько позже, но еще в среднем лейасе, образовались многочисленные тела спилитов, порфиритов, диабазов в подводно-эффузивной или субинтрузивной фациях. Диабазы, в отличие от среднего типа по Р. Дэли, имеют несколько увеличенную основность, а в редких случаях здесь встречаются дайки ультраосновных пород (пироксениты). Некоторые дайки габбро-диабазов в Осетии содержат до 15% ильменита. Для всех пород группы, по заключению А. П. Лебедева, характерно присутствие меди, кобальта, никеля, хрома, ванадия, а медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения размещаются только в местах их развития.

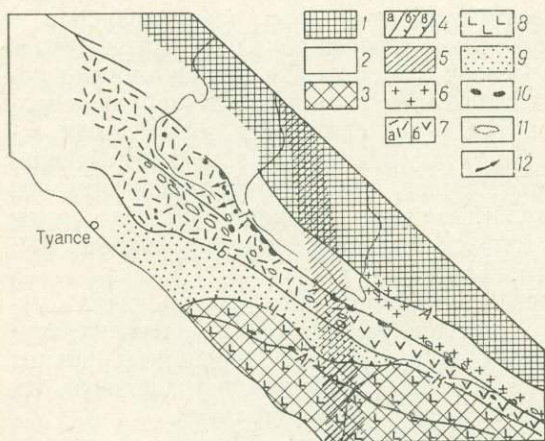


Рис. 72. Схема структурной приуроченности вулканических проявлений юры и мела на Северо-Западном Кавказе. По М. Г. Ломизе.

1 — северные тектонические зоны геосинклинали Большого Кавказа и Северо-Кавказский краевой массив; 2 — центральные тектонические зоны геосинклинали; 3 — южные тектонические зоны геосинклинали и Закавказский срединный массив; 4 — разломы, выраженные: а — сбросами и взбросами, б — надвигами и взбросо-надвигами, в — пологими надвигами; А — Атамажинский, Т — Тугупсинский, Б — Бекишейский, К — Краснополянский, Ч — Чемитокваджинский, Ар — Агвайский; 5 — Шехинско-Алдерская система поперечных нарушений; 6 — вулканогенные образования среднего лейаса; 7 — вулканогенные образования ааленского яруса: а — область распространения пород как кислого, так и основного состава, б — область распространения пород основного состава; 8 — вулканогенные образования байосского яруса; 9 — главная область распространения вулканогенных образований сеноманского яруса; предполагаемые центры извержения лав; 10 — основного состава; 11 — кислого состава; 12 — направление переноса субщелочного вулканического материала, включенного в глинистые туфогенные конгломераты свиты горы Индук

дацитам. Сравнивая тоарский и ааленский магматические комплексы, можно отметить, что эффузивные образования последнего несколько более дифференцированы, чем тоарские. Эта направленность развития юрского магматизма на Юго-Восточном Кавказе подтверждается и составом дайковых серий, позднеааленские представители которых включают уже и гранитоиды.

Интрузивные и субинтрузивные юрские породы Приводораздельной металлогенической зоны отличаются большим разнообразием, чем эффузивы. На северо-западном ее интервале интрузивные юрские породы в основном принадлежат к санчаро-кардывачскому комплексу, представленному плагиогранитами, плагиогранодиоритами, диоритами и габброидами, образующими небольшие массивы вблизи Главного Кавказского разлома. Наиболее древними из них являются габбро, наиболее молодыми — плагиограниты. Все имеющиеся данные о геологических условиях залегания, определениях абсолютного возраста, геотектонические построения свидетельствуют о том, что образование этих пород

Р. Дэли, имеют несколько увеличенную основность, а в редких случаях здесь встречаются дайки ультраосновных пород (пироксениты). Некоторые дайки габбро-диабазов в Осетии содержат до 15% ильменита. Для всех пород группы, по заключению А. П. Лебедева, характерно присутствие меди, кобальта, никеля, хрома, ванадия, а медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения размещаются только в местах их развития.

Эффузивный вулканизм на Юго-Восточном Кавказе, на северном склоне хребта проявился в тоарский и ааленский века. Несколько южнее, вне пределов описываемой территории, но также входящей в Приводораздельную зону, известен и плинсбахский вулканизм. Состав основных пород тоарского и ааленского возраста соответствует среднему составу долеритов и диабазов по Р. Дэли. Вариолиты, которые встречаются в незначительном количестве, по составу соответствуют

произошло не позже байоса — келловей. Предполагается, что этот комплекс является результатом дифференциации базальтовой магмы. Очень широко на Северо-Западном Кавказе развиты дайки диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиров.

В центральном интервале зоны, в Горной Осетии, как и на западе, также широко распространены дайки и силлы диабазов, часть из которых синхронна образованию эффузивов, т. е. имеет среднелейсовый возраст. Эти образования несколько менее разнообразны, чем сопровождающие их эффузивы. Другая группа диабазовых даек относится в Осетии к более поздним образованиям, которые в ряде случаев пересекают и ааленские отложения. В пределах зоны в Горной Осетии располагаются так называемые «неоинтрузии», имеющие гранодиоритовый, реже гранитный состав. Возраст их одним геологами сопоставляется с возрастом санчаро-кардывачского комплекса, другие считают их неогеновыми. Если медное оруденение приурочено к поясам (Девдорак, Гутиатикау, Каурбек и др.), то для гранитоидных массивов характерно медно-молибденовое оруденение (Сангутидон), мышьяковое (Тепли, Танадон), вольфрамовое и висмутовое (Сангутидон, Тепли и др.).

На Юго-Восточном Кавказе юрские интрузивные и субинтрузивные породы развиты достаточно широко. Силлы габбро-диабазов, диабазов, долеритов, вапориолитов верхнетюрского и верхнеааленского возраста тесно ассоциируют с эффузивами, образуя небольшие массивы. Среди силлов встречаются дифференцированные тела, расслоенные на диабазы, пикрито-диабазы и пикриты (Галагатхет) с соответствующей дифференциацией рудных элементов. В габбро-диабазовых центральных зон интрузий встречается обособления монзонит-диабазового состава (Ахвай-Хурай). Завершая интрузию основной магмы, как и в санчаро-кардывачском комплексе, в Горном Дагестане сформировались дайки кислого состава — гранофиры, гранитпорфиры, которые тесно ассоциируют с диабазами и, по-видимому, являются дифференциатами основной магмы.

Подводя итог рассмотрения основных черт магматизма Приводораздельной металлогенической зоны с медным оруденением, можно отметить следующие закономерности.

1. Все магматические породы зоны представляют собой продукты кристаллизации базальтовой магмы или ее дифференциаты. Состав наиболее распространенных дифференцированных разновидностей близок к толеитовым базальтам (рис. 73).

2. Состав недифференцированных продуктов магматизма всех интервалов зоны на протяжении около 700 км удивительно однообразен. Следовательно, различие вмещающих пород верхних частей земной коры, в которых они залегают, не играет роли в формировании состава магмы, что позволяет предполагать ее глубинное происхождение.

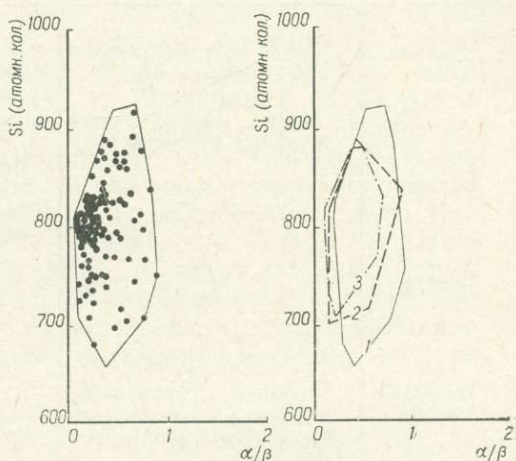


Рис. 73. Сводная петрохимическая диаграмма раннегеосинклинальных базальтоидов Большого Кавказа. По М. Г. Ломизе.

$\alpha/\beta$  — щелечно-феррический показатель по Ф. Р. Апельцину и Ю. М. Шейнману, где  $\alpha$  — сумма щелочей,  $\beta$  — сумма атомных количеств феррических компонентов (Mg, Fe и избыток Al или Ca после составления нормативных полевых шпатов). Справа поля фигуративных точек раздельно для базальтоидов серии Гойтх (1), Кахетинского (2) и Казбекского (3) диабазовых поясов

3. В местах локализации значительных магматических тел происходила их дифференциация с выделением ультраосновных и основных разновидностей, с соответствующим разделением рудных элементов.

4. Для Большого Кавказа характерна определенная последовательность юрского магматизма (табл. 19).

Таблица 19

Последовательность юрского магматизма Большого Кавказа

Время	Северо-Западный Кавказ	Горная Осетия	Горный Дагестан
Средний лейас	Туфы и туфобрекчии кварцевых кератофиров Дайки, штоки, некки кварцевых кератофиров	Лавы плагиоклазовых порфиритов (альбитофиров) и их туфы Штоки и дайки альбитофиров Покровы, силлы и дайки спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов, редко пироксенитов	Туфиты
Верхний лейас			Покровы и силлы диабазов, спилитов, спилито-диабазов, редко вариолитов. Дайки диабазов
Нижний аален	Спилиты, спилитовые порфириты, базальтовые порфириты. Туфы и туфобрекчии Силлы и дайки диабазов, габбро-диабазов	Дайки диабазов и диабазовых порфиритов	
Верхний аален	Туфы липарито-дацитового состава Штоки и дайки липарито-дацитовых порфиритов Интрузии и дайки габбро, диоритов, гранитов	Интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитов цейского и теплинского (?) типов	Покровы и силлы спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов, вариолитов. Дифференцированные интрузии Дайки диабазов Дайки гранофиров, гранит-порфиритов (?)
Байос	Лавы авгитовых и плагиоклазовых порфиритов. Пластовые тела диабазов и диабазовых порфиритов		

Исходя из табл. 19, можно говорить о том, что магматизм Приводораздельной зоны начался с излияний относительно кислых лав, сменившихся основными, которые в целом преобладают, и завершился образованием кислых пород.

5. Периоды активизации магматизма в Приводораздельной зоне близодновременны для всей ее территории. Исключением является верхнелейасовый вулканизм Дагестана, для которого в пределах зоны нет возрастных аналогов. Фации пород в различных частях зоны могут отличаться. Наиболее крупные массивы дифференцированных габброидов, с присутствием плагиогранитных разновидностей, наблюдаются в тех интервалах зоны, где блоки ее фундамента обнажаются на поверхности.

6. В Приводораздельной зоне проникновение базальтоидных магм в верхние части земной коры происходило по крупным разломам, ограничивающим структурно-формационные зоны.

7. Области совмещения эффузивного и субинтрузивного магматизма приурочены к наиболее прогибавшимся участкам ниже-среднеюрской геосинклинали, а дайковые фации базальтовой интрузии проникают и в более жесткое обрамление прогиба.

8. Магматизм Приводораздельной зоны развивался в доскладчатый период развития геосинклинали при доминировании нисходящих движений, на фоне незначительных импульсов складкообразующих движений и конседиментационной складчатости.

### СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Если для медных месторождений Передового хребта взаимоотношения с магматическими породами изучены относительно хорошо, то для мезозойского медного оруденения эта проблема разработана менее полно. Отрывочные данные о взаимоотношении магматических тел и оруденения встречаются в работах И. Н. Еремина, Г. Д. Гриднева, С. Н. Кокаева, Л. Н. Пламеневского, Н. Т. Романова, В. А. Мельникова, С. В. Савина, И. Ф. Рудянова, В. П. Павлова, Г. Г. Бунина, В. С. Балицкого и др. Рассмотрение взаимоотношения магматизма и оруденения в региональном плане для всей зоны было сделано в 1968 г. В. Б. Черницыным. При изучении магматизма Дагестана А. Г. Долгих уделил специальное внимание вопросам его связи с оруденением. Эти материалы позволяют рассмотреть следующие критерии связи медного оруденения Приводораздельной зоны с магматизмом: 1) структурно-геологические, 2) минералого-геохимические, 3) взаимоотношение во времени.

1. Структурно-геологические критерии связи оруденения с магматизмом, по мнению В. С. Коптева-Дворникова и М. Г. Руб (1965), заключаются: а) в приуроченности магматического комплекса и оруденения к одному и тому же этапу тектоно-магматического цикла; б) в локализации оруденения в тех же, что и магматический комплекс, структурах; в) в зональности оруденения по отношению к изверженным породам и др.

1. В Приводораздельной металлогенической зоне определенно устанавливается, что магматические породы, с которыми предполагается связь оруденения, и медные месторождения и рудопроявления образовались в начальную (доскладчатую) стадию развития киммерийской геосинклинали. Формирование сингенетичных осадкам эффузивных толщ, интрузивных массивов и даек основного и кислого состава происходило в ниже-среднеюрское время, когда вся территория Большого Кавказа испытывала погружение, наиболее интенсивное в Приводораздельной зоне. Магматизм Приводораздельной зоны является типичным доскладчатым, характерным для ранней стадии развития геосинклинали. Таково же и медное оруденение, первые этапы образования которого происходили на Северном Кавказе параллельно с эффузивной деятельностью (Мачхалор, Лаура), более поздние одновременно с внедрением даек диабазов (Псеашхо, Каурбекхох) или еще позже после образования даек и мелких массивов гранитоидов (Санчаро, бассейн р. Ахтычай и др.). Поздние этапы оруденения происходили после первых тектонических положительных движений, но все еще при преобладании нисходящих движений. Таким образом, и магматизм, и оруденение Приводораздельной зоны являются следствием единого геосинклинального процесса, проявившегося в одних и тех же структурно-тектонических условиях, на одной и той же территории.

2. Сделанный выше вывод подтверждается данными о тесном пространственном сочетании в Приводораздельной зоне магматических пород и медного оруденения, об их сходной структурной позиции. Как можно видеть на региональных схемах (Черницын и др., 1971), область

распространения эндогенного юрского медного оруденения на Большом Кавказе совпадает с зонами развития основных эффузивов и даек.

Рассматривая структурную приуроченность юрского медного оруденения и магматизма в региональном плане, можно видеть их совпадение. Основной структурой, которая определяет на Большом Кавказе положение и юрского магматизма, и юрского оруденения, является зона глубинного Главного Кавказского разлома. В Дагестане к нему относятся Ахтычайский и серия параллельных ему, в Центральном Кавказе — Адайхохский, Тибский, разлом по южному борту Штулинской депрессии, на северо-западе — Тугупсинский, надвиг Главного хребта. При этом отдельные полосы концентраций рудопроявлений и месторождений соответствуют Кахетинскому, Казбекскому и Санчаро-Головинскому поясам даек, штоков и эффузивов основного состава. Конфигурация областей развития оруденения повторяет конфигурацию зон развития магматических пород. Так, в Горной Осетии пояс юрских основных пород разделяется на две ветви, обтекающие Адайхохскую антиклиналь, точно так же разделяется и полоса медного оруденения. Подобная картина наблюдается на Северо-Западном Кавказе, где ветвям даек, проходящим севернее Чугушского блока, отвечает одна полоса медных рудопроявлений, а южнее этого блока выделяется вторая полоса оруденения и основных магматических пород. При расширении Кахетинского пояса даек, как, например, в бассейне р. Кудоар (истоки р. Аварское Койсу), расширяется область эндогенного оруденения. Выклинивание пояса даек означает и исчезновение оруденения, примером чему служит район среднего течения р. Ахтычай (Дагестан).

При рассмотрении конкретных рудопроявлений и магматических тел пространственная ассоциация устанавливается столь же четко. К скоплениям даек диабазов приурочены во всех интервалах зоны и рудные поля. Особенно четко это устанавливается для медно-пирротиновой рудной формации. Примерами могут служить в Дагестане Кальяльское рудное поле, Татлухорский, Гортлуб-Камилухский, Бедзевский, Салдинский, Мачхалорский и другие участки. В Чечено-Ингушетии — район горы Махис-Магали, в Горной Осетии — Девдоракский, Каурбекхохский, Гутиатикаусский узлы, на Северо-Западном Кавказе — район горы Псеашхо, Атамажинский горст, верховья р. Шахе и др. В деталях размещения магматических пород и рудных тел наблюдается четкое совпадение. С дайками диабазов и диоритов ассоциирует медно-пирротиновое оруденение, залегающее либо непосредственно в дайках, либо на их контактах. В Дагестане, по данным К. С. Дивакова и Д. А. Апостолова, 47% медно-пирротиновых рудопроявлений занимает именно такое положение. Как одни, так и другие приурочены к однотипным структурам северо-западного направления, в то время как полиметаллические жилы предпочитают поперечное к этому простирание. Если говорить о промышленных рудных телах, то для медного юрского оруденения они только северо-западного направления (как и большинство даек), а для свинцово-цинкового — только северо-восточного. Все это позволяет сделать заключение о том, что магматические тела основного состава и медное оруденение локализовались в однотипных структурах, в достаточно ограниченный отрезок времени, до изменения структурного плана, которое произошло позже, в этап свинцово-цинкового оруденения.

Несколько своеобразное положение занимают крупные линзовидные месторождения колчеданно-полиметаллической и переходной от колчеданно-полиметаллической к медно-пирротиновой формации. Они располагаются либо по периферии области максимального проявления эффузивного и субинтрузивного магматизма (Кизил-Дере, Филизчай, Кацдаг, Бурон), либо совпадают с участками активного вулканизма, где чередовались кислые и основные лавы (Лаура, Бзерпия и др.).

При рассмотрении взаимоотношений медного оруденения с изверженными породами особый интерес представляют рудопрооявления, связанные со скарнами. Подобные объекты (Санчаро, Чугуш, Псеашхо, рудопрооявления верховьев р. Шахе) располагаются на контактах диоритовых массивов (Санчаро), крупных даек спессартов, диабазов (Псеашхо, верховья Уруштен, Промежуточная) и представляют собой скарны с вкрапленностью пирротина, пирита, халькопирита и наложенными на них медно-пирротинowymi жилами. Образование сульфидов первой стадии связывается непосредственно с процессом скарнирования, а скарнирование, по мнению геологов, изучавших эти районы, сопровождало внедрение диоритов и диабазов (Свиридов, 1965). Руды месторождений медно-пирротиновой формации часто содержат скарновые минералы, а между рудопрооявлениями скарнового типа и медно-пирротинowymi существует ряд переходных. Это объединяет указанные типы оруденения генетически и свидетельствует о связи юрского медного оруденения с магматическими основными породами.

На наиболее крупных колчеданно-полиметаллических месторождениях не установлено взаимоотношений магматических пород и оруденения, но залегают они в тех стратиграфических горизонтах, в момент накопления которых в центральной части геосинклинали проявился эффузивный вулканизм.

3. Медное оруденение в Приводораздельной зоне размещается зонально относительно областей локализации магматических пород. К полосе активного основного магматизма приурочена зона медного оруденения, в то время как полиметаллическое повсеместно тяготеет к периферии медной зоны. Зональность внутри зоны выражается, как уже отмечалось, в том, что медно-пирротиновые и скарновые рудопрооявления более часто, чем кварц-халькопиритовые и колчеданно-полиметаллические, располагаются непосредственно в магматических телах или их контактах. Эти факты также говорят в пользу парагенетической связи основных магматических пород зоны и медного оруденения.

II. Минералого-геохимические критерии связи оруденения и магматизма Приводораздельной зоны изучены недостаточно. Сведения о геохимических особенностях основных ниже-среднеюрских пород, которые имеют относительно систематический характер, собраны А. Г. Долгих, установившим, что они не обнаруживают каких-либо резко аномальных геохимических характеристик. Из табл. 13 и 15 можно сделать вывод, что содержание свинца в магматических породах Дагестана увеличивается в следующем ряду: пикриты, оливиновые диабазы — основные эффузивы — дайки диабазов — гранитоиды; меди — дайки оливиновых диабазов, силлы диабазов, основные эффузивы — дайки диабазов, гранитоиды. Цинк приблизительно в равных количествах, близких к кларковому, обнаружен во всех породах. Возможно, дифференциация магматического очага, выразившаяся в последовательном образовании спилитов, диабазов, вариолитов, гранитоидов, приводила к накоплению в последних продуктах меди и свинца. В искусственных шлихах из гранитоидов встречаются галенит и сфалерит, в основных породах магнетит, титаномагнетит и пирит. В миндалинах неизменных диабазов и габбро-диабазов даек и силлов ааленского возраста в Дагестане часто наблюдались пирит, халькопирит и пирротин.

Распределение элементов-примесей в дифференцированных породах (Долгих и др., 1968) Дагестана имеет следующие особенности. В интрузивной залежи, расслоенной на пикриты, габбро-диабазы и диабазы (Галагатхет), максимальные количества меди, в 2—3 раза превышающие содержания в других зонах, наблюдаются в габбро-диабазе. Только в них отмечен неравномерно распределенный свинец. Никель, кобальт и хром в количествах, в 2—5 раз превышающих содержание в других зонах, установлены в горизонте пикритов.

Геохимические характеристики последовательно формировавшихся габбро, диоритов, гранодиоритов, гранитов и аплитов санчаро-кардывачского комплекса, которые изучались Г. А. Михеевым, говорят об устойчивой тенденции накопления свинца и молибдена в наиболее поздних кислых дифференциатах. Аплиты содержат иногда акцессорный молибденит.

Для основных эффузивных и субинтрузивных пород Горной Осетии А. П. Лебедев указывал на зараженность медью, кобальтом и никелем.

III. Возрастные взаимоотношения интрузий основных пород и медного оруденения также говорят в пользу их связи. На Северо-Западном Кавказе оруденение, судя по находкам галек руд в ааленских конгломератах, соответствует времени формирования авадхарского вулканогенного горизонта и вулканогенно-осадочной серии Гойтх. В Дагестане ни руда, ни дайки не проникают в гешайскую свиту (ааленский ярус). В Горной Осетии возраст медного оруденения считается не моложе ааленского, т. е. соответствует возрасту магматических образований основного состава. Непосредственно наблюдаются следующие взаимоотношения магматических пород и руд: 1) жилы халькопирит-пирротинового состава секут дайки диабазов, гранофиров (Огалматхет, Цимирцы, Каурбекхох, Шахе); 2) серноколчеданные тела иногда пересекаются диабазовыми дайками (Маччалор); 3) рассеянное и прожилковое оруденение, по данным Д. Апостолова, ассоциирует с горизонтом шаровых лав на рудопроявлении Чингар в Дагестане.

Приведенные материалы о пространственном и структурном совещении оруденения и магматических пород, близких возрастных взаимоотношениях, устанавливаемой связи скарных с сульфидами рудных тел с магматическими породами и в свою очередь наличие постепенных переходов от скарного к гидротермальному медному оруденению, сведения о разделении рудных элементов в различных дифференциатах базальтовой магмы позволяют сделать заключение о парагенетической связи медно-кобальт-цинкового оруденения Приводораздельной металлогенической зоны с магматическими породами основного состава и их дифференциатами. При этом оруденение первых этапов, в основном серноколчеданное, с небольшим содержанием меди, связано с эффузивными породами, а медно-пирротинное второго этапа с дайками и штоками габбро, диабазов и диоритов.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД, СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Минеральный состав. Минеральный состав руд месторождений Приводораздельной зоны сравнительно прост и хотя количество рудных гипогенных минералов, встречающихся в них, достигает 40, основными являются пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит. Эти минералы обычно встречаются в тех или иных количествах во всех рудопроявлениях. Среди жильных минералов наиболее распространены кварц, кальцит и сидерит. Главный из них для всех рудопроявлений кварц. Из числа других минералов в большинстве рудопроявлений встречаются, иногда достигая значительных количеств, марказит, мельниковит-пирит, магнетит, кобальтин, хлорит, доломит и анкерит. Такие минералы, как гематит, леллингит, глауколот, линнеит, сафлорит, кобальтопирит, кубанит, блеклые руды, станнин, арсенопирит, пентландит, герсдорфит, никелин, аргентит, серицит, барит и др. встречаются редко и не на всех месторождениях.

Наряду с общими чертами, характеризующими минеральный состав руд медных проявлений Приводораздельной зоны в целом, в вещественном составе, распределении и количественном соотношении основных

рудных формаций меди отмечаются и определенные особенности, свойственные различным ее частям.

В юго-восточной части зоны (Дагестанская подзона) по особенностям минерального состава, морфологии рудных тел и условиям образования выделяются кварц-халькопиритовая, медно-пирротиновая, колчеданно-полиметаллическая и полиметаллическая рудные формации (табл. 20). По минеральному составу оруденение зоны образует единый ряд от жильного кварц-пиритового до рудопроявлений полиметаллической формации. С колчеданно-полиметаллическим, медно-пирротиновым и кварц-халькопиритовым оруденением часто ассоциирует кобальтовое оруденение.

В Адайхох-Дарьяльской подзоне медное оруденение, как и в Дагестанской, представлено колчеданно-полиметаллической, медно-пирротиновой и кварц-халькопиритовой рудными формациями.

В северо-западной части Приводораздельной зоны в Шахе-Санчарской подзоне медное оруденение представлено кварц-халькопиритовой, медно-пирротиновой и скарновой медно-цинковой рудными формациями (табл. 21). В количественном отношении на территории Приводораздельной зоны среди меденосных рудных формаций наибольшим развитием (по количеству месторождений и рудопроявлений) пользуется кварц-халькопиритовая. В Дагестанской подзоне, например, по данным К. С. Дивакова, она соответственно составляет 33% от общего количества рудных объектов, 22% приходится на кварц-пиритовые, медно-пирротиновые, колчеданно-полиметаллические и медно-кобальтовые (на долю последних приходится лишь около 1%). В Адайхох-Дарьяльской подзоне кварц-халькопиритовые рудопроявления составляют около 20%, медно-пирротиновые 10%, колчеданно-полиметаллические 1%. Совершенно иная картина наблюдается при рассмотрении количества запасов, приходящихся на ту или иную формацию. Практически все учтенные запасы меди, цинка и свинца приходятся на колчеданно-полиметаллическую формацию.

Выделенные рудные формации обычно не имеют четких границ и связаны между собой постепенными переходами, но для каждой из них характерно количественное преобладание того или иного из основных рудных минералов (см. табл. 20 и 21).

В рудопроявлениях скарновой медно-цинковой рудной формации (верховье р. Уруштен, бассейн р. Шахе и др.) встречаются пирит, пирротин, сфалерит, магнетит, волластонит, геденбергит, эпидот и гранат. На медно-пирротиновых проявлениях (Кальял, Хновское, Каурбекхосское, Кут) преобладает пирротин, постоянно присутствуют в различных количественных соотношениях пирит, халькопирит, сфалерит, кварц, хлорит и кальцит, в виде незначительных примесей всегда отмечаются галенит, марказит и в некоторых рудопроявлениях кобальтин, магнетит, гематит, кубанит, пентландит, халькозин, аргентит, висмутин, серицит и барит.

Колчеданно-полиметаллическая и полиметаллическая рудные формации выделяются наиболее широким кругом рудных и нерудных минералов. Руды полиметаллических рудопроявлений (Курдул I, Аттагай и др.) сложены в основном пиритом, сфалеритом, галенитом и кварцем. В подчиненном количестве находятся халькопирит (марказит, кальцит, сидерит). Пирротин, встречающийся обычно в проявлениях этой формации в числе редких минералов, лишь изредка достигает повышенных концентраций (Борч I). Среди редких минералов наряду с пирротинном наблюдаются мельниковит-пирит, кобальтин, магнетит, кубанит, тетраэдрит, теннантит, станнин, арсенопирит, халькозин, вюртцит, аргентит, самородные серебро и золото, киноварь. Колчеданно-полиметаллические рудопроявления и месторождения характеризуются наиболее богатым минеральным составом и содержат почти все минералы, отмечен-

Минеральный состав руд в рудопроявлениях раз

Рудные формации и типы рудопроявлений	Гипо											
	Пирит	Пирротин	Халькопирит	Сфалерит	Галенит	Мельниковит-пирит	Марказит	Кобальтин	Магнетит	Гематит	Леллингит	Глаукодог
Кварц-пиритовые жилы	г	р	р	в	р			р				
Кварц-халькопиритовая	в	р	г	в	р			р				
Медно-кобальтовое оруденение												
Химрическое рудопроявление	в	в	г	в	р			г	р			
Хиахское II »	р	р	г	р	р			г	р			р
Цмирцы »	р	р	г	р				в				
Ахтыгайское »	в	в	г	в	в			г				р
В целом по формации	в	в	г	в	в			г	р			р
Медно-пирротиновая												
Цимилухская группа	в	г	в									
Салдинская »	в	г	в	в	в							
Тахлуторская »		г	р	в	в							
Кальяльское рудопр.	р	г	в	р	р			р				
Хумаганьское »	в	г	в									
Хновская группа	рс	г	в	рс	в		р	р	р	р		
В целом по формации	в	г	в	в	в		р	р	р	р		
Колчеданно-полиметаллическая												
Кизил-Дере	г	г	рс	рс	в	в	р	р	р	р	р	р
Курдул II	г	в	в	в	в	р	р					
Аттагайское	г	г	в	в	в		р		р			
Диндичайское	г	г	рс	рс	в			р				
Мушлакское	г	г	в	в	в			р				
Мачхалорское	г	рс	в	в	в		р		р			
В целом по формации	г	г	рс	рс	в	р	р	р	р	р	р	р
Полиметаллическая												
Аварское рудопр.	г	р	в	рс	рс		в		р			
Отгальское »	г	в	в	г	рс							
Аттагайское »	г	р	р	г	рс	р	р					
Курдульское I »	г	р	в	г	г		р		р			
Борчинское I »	г	рс	в	г	г		г		р			
Куруш-Мазинская группа	г	в	рс	г	г		рс		р			
Смугульская »	г	р	рс	г	г	р		р				
В целом по формации	г	р	в	г	г	р	в	р	р			



Рудные формации и типы рудопроявлений	Гипогенные									Неруд		
	Пирит	Серебро самород.	Золото самород.	Свинца мetail.	Шеслит	Вольфрамит	Кинноварь	Молибденит	Антимонит	Кварц	Сидерит	Доломит
<i>Кварц-пиритовые жилы</i>										г	р	
<i>Кварц-халькопиритовая</i>										г	р	
<i>Медно-кобальтовое оруденение</i>												
Химрицкое рудопроявление							р	р		г	в	р
Хиахское II »			р									
Цимирицы »			р							г		
Ахтыгайское »										г	в	в
В целом по формации			р				р	р		г	в	р
<i>Медно-пиротиновая</i>												
Цимилухская группа										г	в	в
Салдинская »										г		
Тахлуторская »										г		
Кальяльское рудопр.										г	в	
Хумаганское »										г	в	
Хновская группа										г	в	
В целом по формации										г	в	р
<i>Колчеданно-полиметаллическая</i>												
Кизил-Дере		р	р	р	р	р	р	р		г	в	в
Курдул II										г	р	
Аттагайское										г	р	р
Диндичайское												
Мушлакское										г	р	
Мачхалорское										г	в	в
В целом по формации		р	р	р	р	р	р	р		г	в	в
<i>Полиметаллическая</i>												
Аварское рудопр.										г	рс	рс
Оттальское »										г		
Аттагайское »										г		
Курдульское I »										г	в	
Борчинское I »							р			г	р	
Куруш-Мазинская группа	р	р	р				р			г	г	
Смугульская »										г	р	р
В целом по формации	р	р	р				р					

ные						Гипергенные												
Анкерит	Кальцит	Хлорит	Серпигит	Барит	Эпидот	Гетит	Лимонит	Ярозит	Бромантит	Марказит	Мельниковит-пирит	Халькозин	Борнит	Ковеллин	Куприт	Медь самород.	Малахит	Азурит
р	в																	
р	в	р				р	р										р	р
	р	г	р	р		р	р			р				р		р	р	
						р	р	р	р			р	р	р	р		р	р
	в																	
	г	в		р													в	в
	в	рс	р	р		р	р	р	р	р		р	р	р	р		р	р
в	в	в	р		р													
	в																	
	в	в				р	р			р	р						р	р
	в	в	р							р	р							
	в	в																
р	в	в	р		р	р				р	р						р	р
в	в	в	р			г	г	г	г	в	в	г	в	в	в	в	в	в
	в	р																
	в																	
						р	р			р								
	р	р	р							р	р		р	р			р	р
	в	р	р															
р	в	р	р			г	г	в	в	в	в	в	р	р	р	р	в	в
рс	рс	р	р	р		г	г											
		р				г	г											
	в	р				г	г						р					
	г			р		г	г			р			р	р			р	р
	в	р	р			г	г										в	
	в	р				г	г			в		р	р	р			в	р
р	в	р				г	г		в				р				в	р
						г	г		р	р	р		р	р			в	р

Рудные формации и типы рудопроявлений	Гипергенные											
	Хризокolla	Халькантиг	Мелангерит	Англезит	Церуссит	Смитсонит	Эритрин	Арагонит	Скородит	Сташицит	Окислы Mn	Гипс
<i>Кварц-пиритовые жилы</i>												
<i>Кварц-халькопиритовая</i>	р	р					р					
<i>Медно-кобальтовое оруденение</i>												
Химрицкое рудопроявление						р	р					
Хнахское II »	р			р	р	р	в					
Цимирицы »							в					
Ахтыгайское »	р						в					
В целом по формации	р			р	р	р	в					
<i>Медно-пирротиновая</i>												
Цимилухская группа												
Салдинская »												
Тахлуторская »												
Кальяльское рудопр.	р						р					
Хумаганьское »												
Хновская группа												
В целом по формации	р	р					р					
<i>Колчеданно-полиметаллическая</i>												
Кизил-Дере	в	в	в	в	в	в	р	в	р	р	р	в
Курдул II												
Аттагайское												
Диндичайское												
Мушлакское	р	р				р						
Мачхалорское												
В целом по формации	р	р	р	р	р	в	р	р	р	р	р	р
<i>Полиметаллическая</i>												
Аварское рудопр.												
Оттальское »												
Аттагайское »					р							
Курдульское I »				р	р						р	
Борчинское I »				в	в	в						
Куруш-Мазинская группа		р	р	в	в	р		р				р
Смугульская »				в	в							
В целом по формации		р	р	в	в	р	р	р			р	р

Примечание. г — главные, рс — распространенные, в — второстепенные, р — редкие.

ные в других типах оруденения. Рудопроявления этой формации наиболее широко распространены в Дагестанской подзоне (Курдул II, Атагай I, Мачхалор, Кизил-Дере и др.) и в меньшей мере в Адайхох-Дарьяльской (Бурон, Лабагом, Саухох). Самыми крупными из них являются Кизил-Дере в Дагестане и Бурон в Осетии. Оба рудопроявления характеризуются чертами, свойственными рудопроявлениям как колчеданно-полиметаллическим, так и медно-пирротиновым, и являются как бы переходными между ними. В минеральном составе Кизил-Дере и Бурана наряду с общим сходством имеют место и специфические особенности, связанные с различиями в условиях их формирования.

Количественные взаимоотношения минералов для рудопроявлений всех рассмотренных рудных формаций Приводораздельной зоны не постоянны. В зависимости от преобладания тех или иных рудных минералов внутри каждой формации выделяются различные минеральные типы. Например, для медно-пирротиновой формации характерны пирротиновый (Мухух), пирротин-халькопиритовый (Нуцурако), пирротин-полиметаллический с халькопиритом (Диндидаг, Хновское), для колчеданно-полиметаллической — пирит-пирротин-халькопиритовый с галенитом и сфалеритом (Золотое Ущелье) и пирит-галенит-сфалеритовый с халькопиритом (Диндичай).

Морфология рудных тел. В зависимости от формы рудных тел рудопроявления Приводораздельной зоны подразделяются на массивные линзообразные сульфидные и жильные кварц-сульфидные. Кварц-халькопиритовые и полиметаллические рудопроявления представлены в основном жильным кварц-сульфидным типом. Для рудопроявлений медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций характерно развитие обоих типов, которые зачастую совмещены. Кварц-сульфидные жильные рудопроявления представлены окварцованными зонами дробления, кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с прожилково-вкрапленной и гнездовой рудной минерализацией. Линзообразные рудопроявления сложены линзами и жилами массивных пиритовых или пирротиновых руд с подчиненным количеством других сульфидов (халькопирита, сфалерита, галенита). Рудные минералы в жильных кварц-сульфидных телах составляют первые проценты объема, редко достигая 10—15%. Линзообразные массивные рудные тела сложены сульфидами на 80—90%.

В полиметаллических рудопроявлениях оруденение, как правило, связано с жило- и линзообразными телами окварцованных брекчий в зонах дробления, с сериями (штоками) сближенных кварцевых и кварц-карбонатных прожилков в тектонически ослабленных зонах и отдельными жилами того же состава в трещинах отрыва. Для пиритовых и халькопиритовых рудопроявлений обычны кварцеворудные жилы и прожилки в зонах дробления. Массивные тела характерны для проявлений медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической рудных формаций. Сложенные ими линзы и жилы залегают часто в минерализованных зонах дробления и обычно окружены кварц-сульфидными прожилками. Минерализованные зоны дробления, как правило, отличаются крупными размерами, протяженность их сотни метров, иногда первые километры, мощность — десятки метров.

Стадийность оруденения. Формирование месторождений в Приводораздельной зоне протекало в течение длительного, но однообразного для всей зоны рудного процесса, связанного с многократно проявлявшимся вспышками магматизма и тектонических движений. Близость минеральных составов месторождений отражает их генетическую общность, при которой тип оруденения выделяется лишь вследствие неодинакового проявления стадий рудообразования или различий физико-химических условий минералоотложения.

Минеральный состав рудных форм

Рудные формации и типы рудо- проявлений	Распространение минералов*	Гипогенные																	
		Пирит	Пирротин	Халькопирит	Сфалерит	Галенит	Мельниковит-пирит	Марказит	Диарсениды Ni, Co, Fe	Магнетит	Кубанит	Арсенопирит	Пентландит	Халькозин	Аргентит	Серебро самородное	Золото самородное	Свинец металлич.	Молибденит
Пиритизиро- ванные зоны	1	+																	
	2		+	+															
	3				+														
	4					+			+								+	+	
Кварц-халько- пиритовая	1	+	+																
	2				+		+												
	3					+	+												
	4		+					+		+						+			
Медно-пирро- тиновая	1		+																
	2	+	+																
	3				+														
	4					+	+	+	+	+	+	+	+		+				
Скарновая медно-цинко- вая	1			+	+														
	2																		
	3	+							+										
	4					+													
Полиметал- лическая	1	+			+	+													
	2																		
	3				+														
	4		+					+			+		+	+	+	+			

## маций Северо-Западного Кавказа

Нерудные											Гипергенные							
Кварц	Силерит	Доломит	Кальцит	Хлорит	Серпичит	Барит	Гранат	Волластонит	Геденбергит	Актинолит	Эпидот	Гетит	Лимонит	Ярозит	Марказит	Мельниковит-пирит	Халькозин	Борнит
+												+	+					
	+			+	+									+				
						+												
+												+	+					
				+										+				
			+															
	+	+			+	+	+				+				+	+	+	+
+												+	+		+	+		
			+	+														
	+				+	+					+							+
+								+	+				+					
			+								+							
							+			+								
+													+					
			+															
					+												+	
	+	+		+		+						+		+	+	+		+

Рудные формации и типы рудо- проявлений	Гипергенные														
	Ковелин	Куприт	Мель самородная	Малахит	Азурит	Хризокolla	Мелангерит	Англезит	Церуссит	Смитсонит	Скородит	Гипс	Сера	Халцедон	Грйнокиг
Пиритизиро- ванные зоны															
				+											
	+				+										
Кварц-халько- пиритовая															
				+	+										
		+	+			+		+	+	+	+			+	
Медно-пирро- тиновая															
							+								
				+	+								+	+	
Скарновая медно-цинко- вая															
				+											
Полиметал- лическая															
	+							+	+	+					
			+	+	+						+	+			+

\* 1 — главные, 2 — распространенные, 3 — второстепенные, 4 — редкие.

В Дагестанской подзоне в процессе образования месторождений большинства отмеченных рудных формаций наблюдается следующая последовательность формирования рудных ассоциаций: серноколчеданная, медно-пирротиновая и полиметаллическая. Они отвечают трем стадиям рудного этапа. По-видимому, на некоторых месторождениях имел место и более ранний этап оруденения, близкий во времени формированию осадочных толщ. В это время образовались серноколчеданные тела или горизонты сланцев, насыщенные дисульфидом железа.

Различия в интенсивности проявления стадий и характера наложения минеральных ассоциаций привели к образованию месторождений, относимых к различным рудным формациям и субформациям. Между такими месторождениями имеются переходные типы, несущие признаки, характерные как для одних, так и для других. Месторождения Дагестана, как и других частей Приводораздельной зоны, по этому признаку, а также в силу их связи с единым процессом магматизма могут быть объединены в один рудный комплекс.

Подобная последовательность рудообразования наблюдается и на большинстве рудопоявлений Центральной (Адайхох-Дарьяльской) подзоны. Более сложным было образование месторождения Бурон, где К. Каррара (1965) выделяет колчеданный, контактово-метасоматический и гидротермальный этапы с колчеданной, скарново-роговиковой, сульфидно-касситеритовой, сульфидно-полиметаллической и сульфидно-карбонатной стадиями.

В Шахе-Санчарской подзоне формирование юрского рудного комплекса, по данным В. С. Балицкого, явилось результатом проявлений длительного двухэтапного гидротермального процесса, парагенетически связанного с нижеааленским магматизмом. С первым высокотемпературным этапом связано образование известковых скарнов, со вторым более низкотемпературным — медно-пирротинового, кварц-халькопиритового и полиметаллического оруденения. Во втором этапе выделяются четыре стадии минерализации:

- 1) дорудная, кварц-хлорит-серицитовая (выделение хлорита, кварца, серицита, эпидота, кальцита);
- 2) колчеданная (образование пирротин-сфалерит-халькопиритового и пирит-марказит-сфалерит-халькопиритового комплекса);
- 3) полиметаллическая (образование кварц-пирит-сфалерит-галенитового комплекса);
- 4) послерудная, карбонатная (выделение карбонатных прожилков с незначительным количеством кварца).

Элементы-примеси в рудопоявлениях различных формаций изучены недостаточно. По имеющимся сведениям, приведенным в работах Г. И. Иванова, И. Ф. Рудянова, К. С. Дивакова, Ю. П. Андреева, Н. В. Иванова, М. С. Баклакова, Л. Н. Пламеневского, И. Д. Стороженко, С. Н. Кокаева, Г. Д. Гриднева, Ф. С. Сердюкова, М. Н. Ключанова, В. С. Балицкого, А. В. Нетребы и др., в рудопоявлениях обнаружены титан, мышьяк, барий, молибден, олово, никель, галлий, германий, серебро, золото, висмут, индий, кадмий, сурьма, вольфрам и ртуть. Повышенные содержания в различных типах оруденения имеют титан, мышьяк, барий, олово, никель, кадмий, сурьма, содержание остальных обычно ниже.

Для медно-кобальтового оруденения (Цмирцы, Химрик) отмечается повышенное содержание мышьяка, никеля, серебра; для кварц-халькопиритового (Лаура) — кобальта, олова, никеля, серебра, висмута; для медно-пирротинового (Хновское, Хумагань, Чугушское) — мышьяка, кобальта, никеля, серебра, сурьмы, вольфрама, висмута, кадмия, сурьмы; для колчеданно-полиметаллического (Кизил-Дере) — мышьяка, кобальта, олова, серебра, индия, германия, кадмия, сурьмы,

вольфрама; для полиметаллического — мышьяка, бария, серебра, индия, германия, кадмия, сурьмы.

**Метаморфизм руд.** Руды многих рудопроявлений Приводораздельной зоны в той или иной мере метаморфизованы. Наблюдающиеся признаки метаморфизма связаны с динамическими напряжениями или с воздействием остаточных гидротермальных растворов. В них проявлены катаклаз зерен, пластические деформации рудного вещества, перекристаллизация и переотложение минералов. Динамометаморфические и метасоматические превращения сильно затушевывают первичные взаимоотношения минеральных ассоциаций.

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ

На ряде медных месторождений и рудопроявлений Приводораздельной металлогенической зоны был изучен изотопный состав серы сульфидов, слагающих руды, а также встречающихся в рудовмещающих осадочных породах. Измерение изотопных соотношений проводилось в отделе изотопов лаборатории ядерной физики Тбилисского государственного университета на масспектрометре МИ-1305. Результаты измерений воспроизводились с точностью  $\pm 0,02\%$  от значения отношений  $S^{32}/S^{34}$  в метеоритном стандарте равного 22,22. Подготовка образцов для анализа (перевод серы из сульфидов в двуокись серы  $SO_2$ ) и определение ее изотопного состава выполнялись по методике, изложенной в работе В. И. Устинова и В. А. Гриненко (1965).

Исследованиями были охвачены рудопроявления медно-пирротиновой (Хнов, Мициратхет, Борч II), кварц-халькопиритовой (Серное) и кварц-полиметаллической (Огалматхет, Борч I) формаций, а также месторождения, которые являются как бы переходными от медно-пирротиновой к колчеданно-полиметаллической формации (Кизил-Дере и Лаурское). Все изученные месторождения и рудопроявления имеют юрский возраст и залегают в юрских аргиллитах и алевролитах, вмещающих иногда горизонты основных эффузивов (Лаура) или дайки диабазов (Борч, Хнов).

Для изотопного анализа было отобрано 237 мономинеральных проб пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. При отборе минералов для каждой пробы определено время (стадия) его выделения, ассоциация с другими минералами, парагенетические, структурные и текстурные взаимоотношения. Полученные результаты анализов приведены на рис. 74, где данные по каждому рудопроявлению и месторождению размещены в порядке выделения минералов или минеральных ассоциаций (снизу вверх).

Сера сульфидов месторождения Кизил-Дере, подробно описанного в предшествующих главах, была исследована особенно тщательно. Каждая последовательно выделявшаяся минеральная ассоциация — 1) пириты, рассеянные в аргиллитах и алевролитах, и пириты конкреций; 2) пирит мелкозернистый колломорфный, иногда раскристаллизованный; 3) пирротин и халькопирит; 4) сфалерит и галенит — опробовалась самостоятельно и получила определенную изотопную характеристику (рис. 75). Наиболее собирательной оказалась характеристика пиритов (исключая пириты в осадках), выделявшихся в течение всего времени формирования месторождения. Кроме пиритов первой стадии, составляющих подавляющую часть массивных руд, она объединяет сведения и о более поздних дисульфидах железа.

1. Изотопный состав серы пиритов, обнаруженных в виде вкрапленности и в виде конкреций в аргиллитах и алевролитах района Кизил-Дере, определенный в 44 пробах, отличается обязательным для каждой пробы обогащением тяжелым изотопом. Отношение  $S^{32}/S^{34}$  колеблется

для них от 22,168 до 21,87. Наиболее широкий диапазон значений отношений  $S^{32}/S^{34}$  отмечен для пиритов конкреций — от 21,22 до 22,168. По-видимому, сера пиритов конкреций была заимствована из полностью

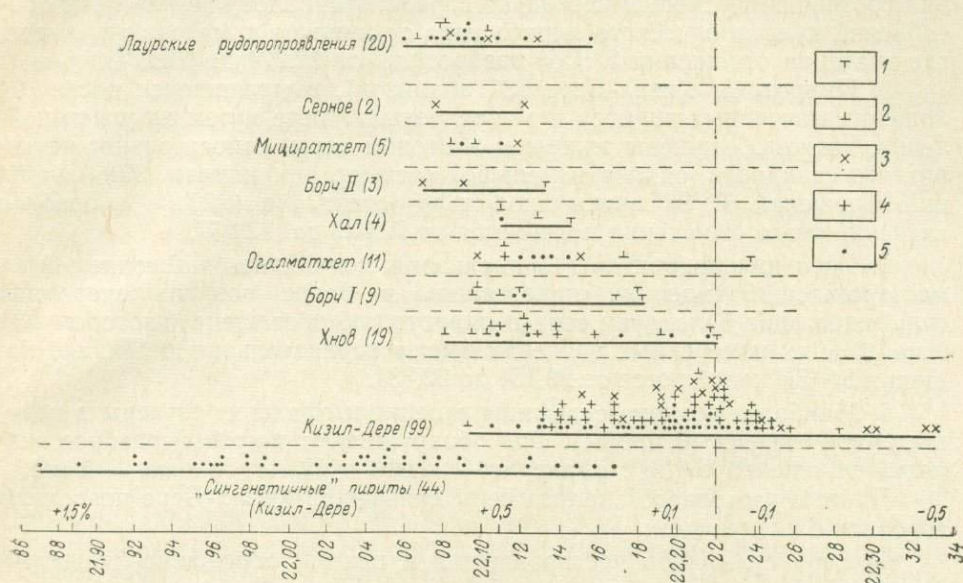


Рис. 74. Диаграмма отношений  $S^{32}/S^{34}$  в сульфидах месторождений Приводораздельной металлогенической зоны. В скобках — число проб.

1 — галениты; 2 — сфалериты; 3 — халькопириты; 4 — пирротины; 5 — пириты

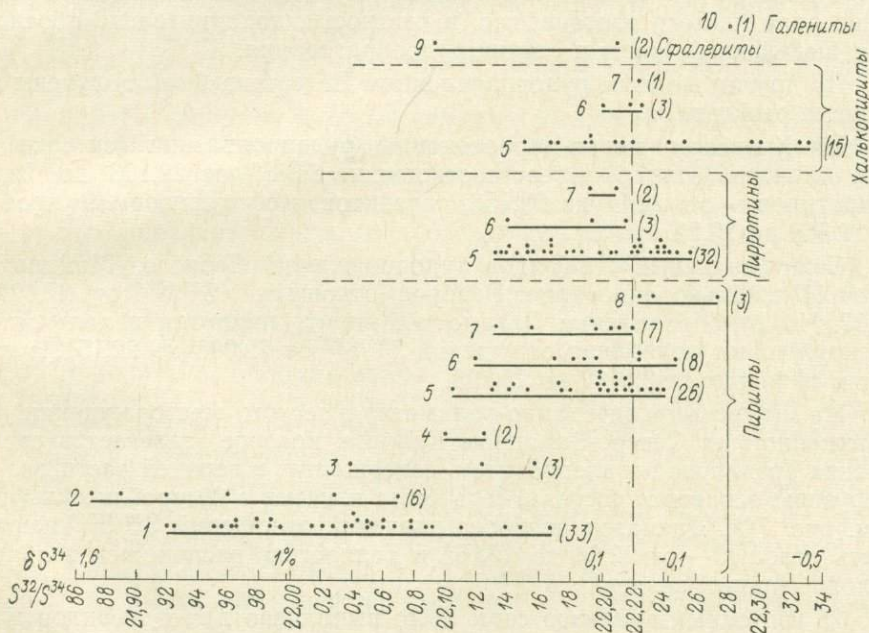


Рис. 75. Диаграмма отношений  $S^{32}/S^{34}$  в сульфидах месторождения Кизил-Дере. В скобках — число проб.

восстановленных сульфатов морской (пластовой) воды и поэтому обогащена тяжелым изотопом.

2. Пириты массивных тонкозернистых руд (вторая ассоциация, 26 проб) показали разброс отношений  $S^{32}/S^{34}$  от 22,105 до 22,24, т. е.

сера в них более легкая, чем в конкрециях. Близок к этому изотопный состав пиритов из прожилково-сетчатых руд, где отношения колеблются от 22,12 до 22,248, т. е. по отношению к пиритам массивных руд интервал соотношений смещен несколько вправо. Наиболее «легка» сера обособлений кристаллического пирита типа прожилков в массивных рудах, где значения отношений  $S^{32}/S^{34}$  разбросаны от 22,224 до 22,274.

3. Пирротины Кизил-Дере (37 анализов), выделявшиеся после отложения массивных пиритов и в значительной мере путем их восстановления, также обогащены тяжелым изотопом серы относительно метеоритного стандарта, однако в меньшей степени, чем пириты. 30% значений отношений  $S^{32}/S^{34}$  превышают цифру стандарта (22,22), а разброс значений этого отношения колеблется от 22,132 до 22,257.

4. Сера халькопиритов (19 анализов), подчиняясь наблюдаемой на месторождении тенденции «полегчания» в более поздних генерациях сульфидов, еще более, чем сера в пирротинах, обогащена изотопом  $S^{32}$ . Уже 40% их измеренных значений имеют отрицательные  $\delta S^{34}$ , а отношения  $S^{32}/S^{34}$  колеблются от 22,151 до 22,331.

5. Наиболее поздние сульфиды галенит и сфалерит изучены в недостаточной степени (3 пробы). Они обнаруживают широкий разброс значений отношений  $S^{32}/S^{34}$ : сфалерит — 22,093 и 22,211, галенит — 22,282.

Данные изотопного анализа серы сульфидов Кизил-Дере позволяют говорить о следующем:

1) сера сульфидов месторождения в целом обогащена тяжелым изотопом;

2) за исключением пиритов конкреций и вкрапленников значения отношений  $S^{32}/S^{34}$  колеблются в относительно узком интервале — от 22,105 до 22,274, в сере каждого позднего комплекса происходит увеличение роли легкого изотопа, что, в частности, дополнительно обосновывает выделенные этапы и стадии рудообразования.

По другим медным рудопроявлениям Дагестана были получены следующие результаты.

На Хновском медно-пирротиновом рудопоявлении (см. рис. 74) сера пиритов (5 проб) имеет соотношение  $S^{32}/S^{34}$  от 22,108 до 22,216, пирротинов — от 22,11 до 22,158, галенитов и сфалеритов (9 проб) — от 22,569 до 22,22.

Сера различных сульфидов рудопоявлений Серного, Мициратхет, Борч II довольно однотипна. Разброс отношений  $S^{32}/S^{34}$  от 22,122 до 22,07. На рудопоявлении Огалматхет пирит, пирротин и халькопирит обнаруживают колебания отношений  $S^{32}/S^{34}$  от 22,098 до 22,151, а галенит и сфалерит от 22,112 до 22,238.

На Лаурском колчеданно-полиметаллическом месторождении, расположенном на Северо-Западном Кавказе, которое залегает в среднеюрских аргиллитах и алевролитах, содержащих в верхней части разреза эффузивы основного состава, сера была изучена в 20 пробах сульфидов (см. рис. 74). Диапазон разброса значений отношений  $S^{32}/S^{34}$  оказался здесь невелик — от 22,06 до 22,156 и полностью расположен в области положительных значений  $\delta S^{34}$ .

15 изотопных анализов серы было выполнено для сульфидов жильных рудопоявлений кварц-полиметаллической формации (Борч I, Хал, Тукиркиль, Куруш), залегающих в той же геологической обстановке, что и жильные медно-пирротиновые. Здесь также (см. рис. 74) разброс значений отношений  $S^{32}/S^{34}$  невелик, а значения  $\delta S^{34}$  положительны.

Обобщая материалы анализов серы сульфидов юрских медных и некоторых полиметаллических месторождений и рудопоявлений Северного Кавказа, залегающих в осадочных геосинклинальных толщах, можно отметить следующее.

1. Их обогащение тяжелым изотопом. Из 237 измеренных соотношений изотопов в 206 случаях наблюдалась положительная величина  $\delta S^{34}$ .

2. Подавляющее количество отношений  $S^{32}/S^{34}$  располагается в относительно узком интервале от 22,06 до 22,18, за исключением месторождения Кизил-Дере, где сера более легка.

3. На многих рудопроявлениях отношение  $S^{32}/S^{34}$  в более поздних сульфидах имеет более широкий разброс, чем в ранних.

4. Предполагается, что в месторождениях Приводораздельной зоны, в первую очередь колчеданно-полиметаллической формации, часть серы сульфидов, слагающих серноколчеданные руды, на которые впоследствии было наложено медно-свинцово-цинковое оруденение, была заимствована из вмещающих пород и прошла сульфатный этап. Возможно, восстановление сульфатной серы происходило в условиях закрытой системы частично при диагенезе, что и привело к обогащению сульфидов месторождений ее тяжелым изотопом.

### ВОЗРАСТ И ЭТАПЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Большинство геологов, изучавших юрскую металлогению Большого Кавказа, едины в мнении о том, что возраст медных месторождений Приводораздельной зоны ниже-среднеюрский. Г. А. Твалчрелидзе (1961) считает, что медно-пирротиновые рудные жилы, являясь доскладчатыми, образовались в байосе. Г. И. Харашвили (1964) предполагает их позднебайосский, возможно, раннебатский возраст. По нашим представлениям (Черницын, 1967), медное оруденение образовалось в доскладчатую стадию развития геосинклинали и имеет ниже-среднеюрский возраст. Такое широкое определение возраста является единственно верным, когда мы говорим в целом о Большом Кавказе, так как он различен для отдельных интервалов, хотя и укладывается в диапазон нижняя — средняя юра.

На Северо-Западном Кавказе имеются следующие данные для определения возраста медного оруденения. Медно-пирротиновые жилы, скарновые рудопроявления и колчеданно-полиметаллические рудные тела залегают в ниже- и среднеюрских отложениях до аалена включительно. В отложениях байоса, в байосских эффузивах не обнаружено ни одного медного рудопроявления. Нет их и в верхнеюрских известняках, хотя они встречаются непосредственно в районе их распространения (например, в верховьях р. Белой). В. Н. Любофеевым и др. (1959) в районе горы Индюк в слоях, переходных от нижнего к верхнему аалену, обнаружены обломки кварц-полиметаллических жил и диабазовых порфириров. А поскольку медно-пирротиновое оруденение всегда предшествует полиметаллическому, то оно не моложе нижнего аалена. На основании установленного возраста эффузивов Лаурского района (средний лейас) можно считать таким же возраст тесно связанного с ними серноколчеданного оруденения. Диоритовые штоки и дайки, с которыми связаны скарны с наложенным медно-пирротиновым оруденением, завершают, по мнению М. Л. Сомина и других геологов, доскладчатую стадию развития юрского прогиба и считаются среднеюрскими.

Эти данные позволяют говорить, что медное оруденение в этом интервале зоны формировалось в несколько этапов. I этап — одновозрастен с авадхарским горизонтом кислых и средних эффузивов среднелейасового возраста. II этап предполагается непосредственно следующим за накоплением эффузий в связи с субинтрузивной деятельностью. III этап формирования медных руд выделен только предположительно, так как еще не обнаружено оруденение, связанное непосредственно с эффузивными породами аалена (свиты чаталтапинская и горы Индюк). Однако

данные общего порядка, аналогия с другими областями, где проявлен дифференцированный геосинклинальный вулканизм, позволяют сделать такое предположение. IV этап оруденения соответствует, по-видимому, верхнеааленскому времени. В этот период формировались диоритовые интрузивные тела, связанные с ними скарновое и затем медно-пирротинное оруденение.

В Центральном Кавказе верхнюю границу медного оруденения определяет факт отсутствия медно-пирротинного оруденения в байосских отложениях. В то же время скарновые с медью рудопроявления (верховья р. Бад) встречаются в породах верхнепалеозойского возраста, а медно-пирротинные со свинцом и цинком линзы залегают и в докембрийских сланцах (Бурон). Полиметаллическое оруденение, которое, как и на всем Большом Кавказе, происходило после медно-пирротинного, также не встречается в байосских отложениях и тем более в верхней юре. Можно предполагать, что в Центральном Кавказе, так же как и на северо-западе, этапы оруденения соответствуют основным фазам вулканизма. Следовательно, наиболее древнее медное оруденение, возможно медноколчеданной формации, можно ожидать в связи с нижне-среднеплейсеновыми эффузивами основного — среднего состава осетинской свиты в областях распространения ее субмаринной фации. Скарновое и медно-пирротинное оруденение, по-видимому, образовывалось в верхнем лейасе и аалене в связи с формированием субинтрузивной фации основной интрузии.

В Горном Дагестане реперами для определения возраста медного оруденения могут быть следующие факты:

1) отсутствие рудопоявлений и месторождений в гепцайской свите (в верхнем аалене), где нет и магматических пород;

2) пересечение дайками диабазов (по-видимому, тоарских) сульфидных линз, согласно залегающих в тоарских эффузивно-осадочных толщах;

3) пересечение медно-пирротинными жилами даек диабазов, а полиметаллическими (которые более поздние, чем медно-пирротинные) — гранит-порфирами.

По-видимому, оруденение в Дагестане формировалось и в тоаре, и в аалене, образуясь каждый раз в два этапа: серноколчеданное параллельно с эффузивной деятельностью и медно-пирротинное, часто со сфалеритом и галенитом в связи с внедрением даек. Основная часть рудопоявлений и месторождений имеет верхнеааленский возраст, когда образовался наиболее дифференцированный магматический комплекс.

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В соответствии с предложенной группировкой рудных формаций Северного Кавказа (Черницын и др., 1971) на основании таких признаков, как а) характер тектонических движений рудоносной области, б) характер основных черт ее магматизма, в) положение относительно основных секторов геосинклинали и г) характер фундамента медные месторождения Приводораздельной зоны следует отнести к I группе формаций, образовавшихся в вулканогенных и вулканогенно-терригенных прогибах и в зонах ограничивающих их глубинных разломов в период прогибания и первых импульсов положительных движений в связи с магматическими породами спилито-кератофировой, габбровой, габбро-плагиогранитной и гипербазитовой формаций.

Рассматривая юрские медные месторождения в связи со временем формирования по отношению к основным этапам развития геосинклинали, как предлагает Г. А. Твалчрелидзе (1961), их можно отнести к до-складчатому типу. Они являются продуктом «восходящих минерализо-

ванных газо-гидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами» (Смирнов, 1968).

Учитывая предлагаемое В. И. Смирновым разделение медноколчеданных месторождений на классы, можно подразделить медные месторождения на следующие генетические классы: 1) скарновые, 2) субвулканические гидротермальные, 3) комплексные, для которых предполагается совмещение эксгалиционно-метасоматического или эксгалиционно-осадочного процесса с последующим наложенным гидротермальным рудоотложением.

По минеральному составу и геологическим условиям рудообразования медные рудопроявления и месторождения Приводораздельной зоны отнесены к следующим формациям: 1) геденбергит-актинолитовых скарнов с халькопиритом, сфалеритом, пирротином, пентландитом (Водораздельное, Куд); 2) пироксен-магнетитовых скарнов с пирротином, халькопиритом (Санчаро); 3) медно-пирротиновой (Девдоракское, Каурбекхох); 4) кварц-халькопиритовой (Джерах); 5) колчеданно-полиметаллической (Филизчай, Бурон, Лаура). Некоторые из месторождений представляют собой продукт совмещения процессов, которые раздельно приводят к образованию различных рудных формаций. Так, месторождение Кизил-Дере является переходным между колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой формациями.

По морфологическим признакам среди юрских медных рудопоявлений и месторождений могут быть выделены:

1) имеющие форму скоплений гнезд сложной формы и линзоподобных тел вблизи контактов интрузий или карбонатных и силикатных пород. К ним относятся скарны;

2) мощные жилы, скопления жил и прожилков, штокообразные тела, секущие слоистость, иногда имеющие то же, что и породы, простирание. Этот тип характерен для кварц-халькопиритовой и медно-пирротиновой формаций;

3) линзообразные тела, близогласные с вмещающими породами, сопровождаемые, чаще в лежащем боку, ореолом прожилков. К подобным месторождениям относятся представители колчеданно-полиметаллической формации.

Промышленное значение имеют лишь месторождения, относимые к третьему типу. Субогласные линзы колчеданов обладают крупными размерами и выдержанностью качественных параметров руд. Заслуживают внимания рудные тела, совмещающие признаки второго и третьего типов. Размеры и содержания в известных жильных рудных телах второго типа невелики, но судя по примерам, имеющимся в мировой геологической практике, не исключены промышленные размеры жильных штокверков.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Сведения об условиях формирования медного оруденения, размещения и строения месторождений позволяют наметить те комбинации условий, которые были наиболее благоприятны для возникновения значительных скоплений руд в Приводораздельной зоне.

*Стратиграфическо-фациальные факторы.* Установленные и предполагаемые возрастные интервалы формирования магматических пород и связанного с ними медного оруденения позволяют считать, что серноколчеданные рудные тела с наибольшими содержаниями меди могли образовываться на небольшой глубине в среднеплейасовое и ааленское время на Северо-Западном Кавказе, в средне- и верхнеплейасовое время на Центральном Кавказе и в верхнетюрское и верхнеааленское время в Дагестане. Отложения этого возраста и являются наиболее перспективными. Предпочтительными являются окраинные участки тех

площадей, где эти отложения развиты в фациях интенсивно прогибающейся геосинклинали с активным вулканизмом. Признаками таких фаций являются значительная мощность и присутствие в районе излившихся и туфовых разностей вулканических пород. Химические и литологические особенности рудовмещающих фаций, несомненно, должны иметь отличительные черты, но они еще слабо изучены. Требуется постановка подобных исследований.

Для оруденения жильного типа, секущего все отложения нижней и средней юры до аалена включительно, нельзя отметить каких-либо особо благоприятных толщ или литологических разностей пород, однако значительные по масштабам месторождения, представляющие собой комбинацию линзообразных залежей и жильного оруденения, встречаются только в отмеченных толщах.

Для скарнового оруденения четко обозначается литологический контроль, когда наиболее благоприятны карбонатные породы вне зависимости от их возраста.

*Структурно-тектонические предпосылки* в региональном плане выражаются в том, что медное оруденение тяготеет к центральной части прогиба и к основным тектоническим разрывам северо-западного и субширотного простирания, имеющим глубокое заложение. Предполагается, что могут иметь значение и более мелкие нарушения северо-восточного направления, но они, несомненно, играют второстепенную роль. Медное оруденение проникает и в более жесткую раму прогиба, но там оно имеет жильный характер и небольшие масштабы.

Для локализации колчеданно-полиметаллического оруденения типа Филизчай, Лаура, Мачхалор были благоприятны, по-видимому, окраинные части конседиментационных мульд, в которых в ряде случаев имел место подводный вулканизм. Для жильных типов медного оруденения, относящегося к кварц-халькопиритовой и медно-пирротиновой формациям, отмечается концентрация по периферии антиклинальных поднятий. Благоприятными разрывными нарушениями являются мелкие сбросы и оперяющие их трещины северо-западного простирания.

*Магматические предпосылки* медного оруденения Приводораздельной зоны являются одними из наиболее важных, так как оруденение встречается в областях развития эффузивных и субинтрузивных разностей основных пород спилито-диабазовой, габбровой и габбро-плагиогранитной формаций или на их периферии. Для месторождений колчеданно-полиметаллической формации в Приводораздельной зоне благоприятны области развития слабо дифференцированных и дифференцированных эффузивных пород. Иногда они залегают непосредственно в этих породах (Лаура), иногда на периферии областей вулканизма (Филизчай, Кизил-Дере). Медно-пирротиновые рудопроявления и месторождения концентрируются там, где и дайки диабазов, часто локализуясь непосредственно в них. Скарновые рудопроявления с медью и с наложенным на него медно-пирротиновым оруденением тяготеют к диоритовым, габбро-диоритовым интрузиям, штокам и дайкам или к областям их развития. Наличие перечисленных трех типов пород является благоприятной предпосылкой для обнаружения медного оруденения в Приводораздельной зоне.

В участках Приводораздельной зоны, характеризующихся наличием всех или части перечисленных геологических предпосылок, указателем на возможность обнаружения месторождений могут быть следующие прямые и косвенные поисковые признаки:

- 1) рудопроявления или минерализованные точки с присутствием таких минералов, как пирит, пирротин и халькопирит;
- 2) зоны окисленных, ожелезненных пород и зон просадки;
- 3) повышенная концентрация вкрапленных сульфидов в осадочных породах;

- 4) наличие в водах родников меди, железа, цинка и других металлов;
- 5) металлометрические аномалии меди и цинка в четвертичном покрове. Присутствие четвертичных брекчий, сцементированных окислами железа;
- 6) геофизические аномалии;
- 7) шлиховые ореолы рудных минералов, наличие рудных валунов;
- 8) геоморфологические признаки наличия нарушенных зон;
- 9) зоны вторичных изменений пород — окварцевания, хлоритизации, карбонатизации, скарнирования и др.

#### НАПРАВЛЕНИЕ РАБОТ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Юрское медное оруденение на Большом Кавказе до недавнего времени изучалось недостаточно, так как мнение о его возможной промышленной роли было отрицательным. Считалось, что оно представлено лишь одной, а именно жильной формой рудных тел, залегающих в глинистых сланцах, которые по физико-химическим свойствам неблагоприятны для образования значительных скоплений руд. В соответствии с этим находилась и степень изученности оруденения. В лучшем случае отмечались наиболее значительные выходы медно-пирротиновых руд без детального их изучения. Открытие месторождений Филлизчай и Кизил-Дере заставило по-иному оценить возможности оруденения медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций Приводораздельной зоны и организовать на Юго-Восточном Кавказе поисковые и съемочные работы. В результате было выяснено геологическое строение этой части зоны, определено в общих чертах положение рудных полей, обнаружены новые рудопроявления. Несмотря на эти успехи, еще не начаты целенаправленные работы по поискам месторождений филлизчайского типа в центральной и северо-западной частях Приводораздельной зоны, а в закартированных районах Юго-Восточного Кавказа еще не изучены в необходимой степени ранее известные и открытые месторождения и рудные поля (Курдул, Кальял, Мачхалор, Мушлак и др.), без чего невозможна их оценка. Тем не менее, проведенные работы позволили определенно установить ряд важных положений.

Самым главным из них является то, что выясненные черты строения Приводораздельной зоны позволяют квалифицировать ее как структуру, развивавшуюся в доскладчатую стадию формирования геосинклинали, являющуюся вулканогенно-терригенным прогибом, ограниченным крупными разрывами. В пределах этого прогиба неоднократно в связи с глубинным разломом имели место активные магматические процессы в эффузивных, субинтрузивных и интрузивных фациях. Внедрявшиеся магмы имели базальтоидный состав и в ряде случаев происходила их дифференциация с получением спектра дериватов до плагиогранитов включительно. Типичным для зоны является медное и медно-цинковое, иногда медно-молибденовое оруденение. Все эти черты позволяют сопоставлять Приводораздельную зону с другими меденосными вулканогенными геосинклиналиными прогибами и считать ее перспективной на обнаружение колчеданно-полиметаллических, медноколчеданных, медных штокверковых (типа Матамбра на Кубе) и медно-молибденовых месторождений.

Учитывая перечисленные геологические предпосылки и имеющиеся поисковые признаки на территории зоны, наиболее перспективной на колчеданно-полиметаллическое оруденение является южная часть Горного Дагестана, расположенная к югу от Главного разлома на периферии областей проявления вулканизма. На этот же тип оруденения следует ориентироваться в Гойтхско-Ачишхинской зоне Северо-Западного Кавказа в областях развития лейасового и ааленского вулканизма. На

медно-пирротинное и кварц-халькопиритовое штокверковое оруденение следует в первую очередь организовывать поиски на погружении антиклинальных структур — Шахнабад-Мазинской и других в Дагестане и южного обрамления блока палеозойских пород на северо-западе Кавказа.

В пределах Приводораздельной зоны не исключены находки медно-молибденовых порфировых руд. Их проявления известны в Центральном Кавказе в районе массива Сангутидон, а также в верховьях рек Макара, Санчаро, Дамхурц, истоков Большой Лабы. Эти районы развития плагиогранитоидов должны быть подвергнуты ревизии.

Кроме исследований новых площадей, основным направлением работ должно быть изучение уже выявленных рудопроявлений в Дагестане, таких, как Маччалор, Мушлак, Гиргил, Джоахор, Курдул, Кальял и др. В пределах этих рудных полей должны быть проведены крупномасштабные геологические съемки, комплекс геофизических исследований, поисковое бурение и поисково-разведочные работы.

Методически правильно организованные работы, проведенные в необходимой последовательности и в достаточных объемах, несомненно, приведут к обнаружению в Приводораздельной зоне новых месторождений.

### Список литературы к I части

- Акимидзе А. З. Эндогенные ореолы рассеяния элементов некоторых колчеданных месторождений Северо-Западного Кавказа. Автореф. канд. дисс. Ростов, 1966.
- Афанасьев Г. Д. Магматические комплексы и геологическое картирование.— «Изв. АН СССР. серия геол.», 1953, № 5, с. 90—95.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна реки Уруп (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, вып. 2, с. 397—399.
- Афанасьев Г. Д. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука», 1968.
- Барышев А. Н. Изменение плана деформации в процессе формирования структуры Худесского рудного поля (Северный Кавказ).— «Труды ЦНИГРИ», 1963, вып. 55, с. 27—38.
- Белевцев Я. Н. Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2, М., «Недра», 1967.
- Белов А. А., Кропачев С. М., Разанов А. Ю. О возрасте метаморфических толщ Передового хребта Северного Кавказа.— «Изв. высш. учеб. завед., Геол. и разв.», 1963, № 1, с. 31—39.
- Богуш И. А. Дисульфиды железа и их зональное размещение в колчеданных залежах Худесского месторождения.— «Изв. высш. учеб. завед., Геол. и разв.», 1969, № 1, с. 68—74.
- Богуш И. А., Гончарова Т. Я. Эксплозивные брекчии Худесского медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 4, с. 881—885.
- Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Некоторые вопросы структуры Гайского месторождения медноколчеданных руд.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 2, с. 7—22 с ил.
- Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения им. XIX Партсъезда (Южный Урал).— «Геология рудных месторождений», 1962, № 1, с. 8—12.
- Бочковой Ю. Д. Вулканогенные породы бассейна р. Лабы (Северный Кавказ).— «Труды по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа», 1964, вып. 11, с. 106—117.
- Буадзе В. И. О последовательности формирования генетических типов колчеданного оруденения на Северном Кавказе. Автоаннотация докладов на научной сессии КИМС. Тбилиси, 1960а.
- Буадзе В. И. О возрастном взаимоотношении даек с оруденением на Худесском медноколчеданном месторождении (Северный Кавказ).— «Труды КИМС», 1960б, вып. II/4, с. 3—20.
- Буадзе В. И. Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ).— Геол. сборник КИМС, № 2. Госгеолтехиздат, 1962а, с. 43—81.
- Буадзе В. И. О закономерностях проявления колчеданного оруденения в вулканогенных образованиях Северного Кавказа. Баку, 1962б.
- Буадзе В. И. Фации регионального зеленокаменного метаморфизма и околорудного метасоматоза на колчеданных месторождениях Передового хребта Северного Кавказа.— «Труды КИМС», 1970, вып. VIII (10), с. 4—42.
- Буадзе В. И. Структурно-фациальные условия развития зоны Передового хребта Большого Кавказа и особенности локализации колчеданных месторождений.— «Труды КИМС», 1971, вып. IX (11).
- Вахромеев И. С. О возрастных взаимоотношениях колчеданной руды Учалинского месторождения с дайками жильных порфиров.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 6, с. 66—73.

Виноградов В. И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967, с. 7—38.

Гзовский М. В. Перспективы тектонофизики.— В кн.: Деформация пород и тектоника. Международн. геол. конф., XXII сессия. М., 1964.

Глухов Ю. Ю. Реликтовые колломорфные сростания сульфидов в гидротермально измененных породах Урупского месторождения.— «Изв. высш. учеб. завед., Геол. и разв.», 1969, № 1, с. 50—56.

Горлицкий Б. А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.

Демин А. М., Сиада Г. К. К петрохимии доверхнепалеозойских интрузивов верховий левобережья р. Зеленчук (Северный Кавказ).— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 10, с. 78—88.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях.— В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

Иванов Н. В. О генезисе колчеданного месторождения на Северном Кавказе.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», серия 2, 1953, вып. 2, ч. 82, с. 109—121 с ил.

Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, 291 с.

Каросанидзе О. А. Основные черты колчеданной минерализации западной части Северного Кавказа.— Геол. сборник КИМС, № 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 81—100.

Каросанидзе О. А. Некоторые вопросы генезиса колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— «Труды КИМС», 1963, вып. IV (6), с. 109—127.

Каросанидзе О. А. Тектурно-структурные особенности и метаморфизм руд Урупского района (Северный Кавказ).— «Труды КИМС», 1969, вып. VII (9), с. 45—47.

Кизевальтер Д. С., Розанов А. Ю. К вопросу о возрасте среднепалеозойских известняков центральной части Северного Кавказа.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 5, с. 1034—1035.

Кизевальтер Д. С. К вопросу о возрасте известняков хребта Джентау (Северный Кавказ).— «Докл. АН СССР», 1963, т. 148, № 5, с. 1159—1161.

Киношита К. О генезисе месторождений Куромоно. М., Цветметиздат, 1932.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456 с ил.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 122, № 2, с. 267—270.

Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба.— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 253—275.

Кумбс Д. С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии.— «Труды XXI сессии МГК», вып. II. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 32—37.

Лазаренко Е. К. О генезисе медно-цинковых месторождений Среднего Урала.— «Учен. зап. Львовск. Гос. ун-та, серия геол.», 1953, вып. 6, с. 5—28.

Логинов В. П. Метаморфизм колчеданных месторождения Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита.— «Геология рудных месторождений», 1960, № 3, с. 49—62.

Лупанова Н. П., Кудрявцев В. Т. Пумпеллит Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1962, № 6, с. 23—33.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Мельников В. А. Новые данные о палеозое Северо-Западного Кавказа.— «Бюлл. НТИ, ОНТИ ВИМС», 1959, № 4 (21), с. 12—15 с ил.

Миклухо-Маклай К. В. Верхнепермские отложения Северо-Западного Кавказа.— «Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия», 1956, вып. 14, с. 60—78 с ил.

Милановский Е. Е., Ханин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.

Момот С. П. О находке гальки со свинцовой минерализацией в нижнепермских конгломератах долины р. Кубань.— В кн.: Тезисы докл. II конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1963, с. 77—79.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1962, 172 с.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 1.

Нетреба А. В. О возрасте колчеданного оруденения на Северо-Западном Кавказе.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 3, с. 91—103 с ил.

Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1970, т. 2, № 2, с. 10—24.

Омельченко В. А., Алексеенко Ю. И., Ревков П. Н. О возрасте дженгинской свиты (Западный Кавказ).— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1968, № 7, с. 109—110.

Олт У. Ю. Изотопное фракционирование серы в геохимических процессах.— В сб.: Геохимические исследования. М., Изд-во иностр. лит., 1961, с. 308—333.

Потапенко Ю. Я. К стратиграфии и структуре метаморфических толщ Кубани.— В кн.: Докл. XIV науч. конф. Новочеркасск. политехн. ин-та. Новочеркасск, 1963, с. 67—68.

Потапенко Ю. Я., Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 3, с. 648—650.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Пэк А. В. Структура Дегтярского месторождения и рудного поля Левихи.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1943, № 1, с. 7—13.

Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале.— В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 193—283 с ил.

Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя рек Лабы и Белой на Северном Кавказе.— «Труды Всесоюз. геол. разв. объедин.», 1932, вып. 226, 59 с.

Робинсон В. Н. Материалы по палеогеографии карбона, перми и триаса Северо-Западного Кавказа.— «Труды Азово-Черном. геол. конф.», 1935, т. 1, с. 88—102.

Рубинштейн М. М., Буадазе В. И., Бенидзе Г. М. О возрасте колчеданного оруденения Северного Кавказа. В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., «Наука», 1966, с. 61—63.

Русинов В. Л. Пропилиты и оруденение.— «Геология рудных месторождений», 1968, № 6, с. 15—21.

Скрипченко Н. С. Замечания к статье А. В. Нетреба «О возрасте колчеданного оруденения на Северо-Западном Кавказе». — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960а, № 1, с. 111—112.

Скрипченко Н. С. К вопросу о закономерностях размещения медноколчеданных месторождений Северного Кавказа.— «Геология рудных месторождений», 1960б, № 2, с. 7—19 с ил.

Скрипченко Н. С. Природа изменения даек, секущих колчеданную залежь Кизилкольского месторождения.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960в, № 6, с. 85—93 с ил.

Скрипченко Н. С. Закономерности образования и критерии поисков медноколчеданных месторождений на Северном Кавказе.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 219—235.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966.

Скрипченко Н. С., Добrorодный Н. А., Тамбиев А. С. Переотложенные халькопириты в гальках колчеданной руды Урупского месторождения (Северный Кавказ).— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 2, с. 425—427.

Скрипченко Н. С., Веселовский Н. В., Алексеев А. П. Изотопный состав серы в пиритах медноколчеданных месторождений Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1963, № 5.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. О рудных гальках в породах кровли Урупского медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1, с. 142—143.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— «Вестник МГУ, серия IV, геол.», 1960, вып. 2.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 1960а, т. 3.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960б, № 2, с. 3—15 с ил.

Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1961, № 10, с. 56—71 с ил.

Смирнов В. И. Связь эндогенного и экзогенного рудообразования вулканогенных геосинклинальных формаций.— В сб.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 3—18.

Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. М., «Недра», 1964.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—645.

Смирнов Ф. Л., Сенатская Г. С. К вопросу о генезисе Урупской группы колчеданных месторождений.— «Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр.», 1959, № 3, с. 139—148 с ил.

Снежко Е. А., Греков И. И. Особенности формирования палеозойских вулканогенно-осадочных отложений р. Большой Лабы (Северный Кавказ).— «Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа», 1964, вып. XI, с. 18—30.

Снежко Е. А., Греков И. И. Девонская система.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ. М., «Недра», 1968, с. 83—111.

Снежко Е. А. Общие замечания по докембрию Северного Кавказа.— В кн.: Геология СССР, том IX, Северный Кавказ. М., «Недра», 1968, с. 64—67.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952, 239 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Студенникова З. В., Кнорре К. Г. О возрасте гранитов Северного Кавказа.— «Геохимия», 1957, № 2, с. 573—579.

Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И. К вопросу генезиса колчеданных месторождений Кавказа.— «Советская геология», 1964, № 10, с. 27—39.

Тузиков Р. П. Некоторые черты генезиса Урупских колчеданных месторождений.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 3, с. 103—112 с ил.

Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, № 3, с. 76—88 с ил.

Филимонова А. А. Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.

Файт У. С., Тернер Дж. Ф. Корреляция метаморфических фаций с экспериментальными данными.— В кн.: Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 242—291.

Хильтов Ю. Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959, 148 с.

Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 117—147.

Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных работ.— «Труды Ин-та геологии УФАН СССР», 1964, вып. 72, с. 15—20.

#### Список литературы ко II части

Ажгирей Г. Д. Материалы по стратиграфии нижней юры Северной Осетии.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Северо-Западного Кавказа. Ставрополь, 1960а, с. 117—139.

Ажгирей Г. Д. Два генетических типа геосинклинальной складчатости.— «Вестник МГУ, серия геол.», 1960б, № 6, с. 13—26.

Афанасьев Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—572.

Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М., «Недра», 1968.

Денбский С. С. Санчарское месторождение магнитного железа на Кавказе. Одесса, 1901.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.

Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность.— «Советская геология», 1971, № 2, с. 85—106.

Долгих А. Г., Кривошеев В. Г., Черницын В. Б. Пример химической дифференциации основной магмы в Галагатхетской интрузивной залежи (Южный Дагестан).— «Геохимия», 1968, № 6, с. 720—722.

Каррара К. Геология колчеданно-полиметаллического месторождения Бурон на Северном Кавказе. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время.— «Труды ИГН АН ГССР, серия геол.», 1947, № 3, с. 10—45.

Кашкай М. А. Интрузивные породы Большого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Баку, 1962.

Кириллова Н. В. Происхождение аспидных сланцев в свете данных о их химическом составе.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1966, т. XII, вып. 3.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с. с ил.

Лазаренко Е. К. О генезисе медно-цинковых месторождений Среднего Урала.— «Уч. зап. Львовск. ун-та», 1953, т. 23, вып. 6, с. 5—28 с ил.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— «Труды ИГН АН СССР, серия петрогр.», 1950, вып. 113 (№ 33), с. 175—181.

Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969.

Любофеев В. Н., Корнев Г. П., Балицкий В. С. Новые данные о свинцово-цинковом оруденении в районе гор Индюк — Два брата. — «Промышленность Кубани», 1959, № 12, с. 25—27.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд. МГУ, 1963, 356 с.

Моргунов Ю. Г. Доюрские образования Северной Осетии (стратиграфия и тектоническое строение). Автореф. канд. дисс., М., 1965.

Панов Д. И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа. Автореф. канд. дисс., М., 1965.

Полищук И. Б., Слюняев А. А. Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане. — «Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв.», 1970, № 6, с. 86—93.

Рудянов И. Ф., Черницын В. Б. Новые данные о взаимоотношении колчеданного оруденения с дайками диабазов в Дагестане. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 2, с. 424—426.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Свиридов В. В. О рудоносности спессартитов на Северо-Западном Кавказе. — «Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв.», 1965, № 9, с. 73—79.

Скрипченко Н. С. Биогенные выделения пирита в рудах колчеданных месторождений. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 4, с. 1465—1469.

Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа. — В кн.: Материалы по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа. Ставрополь, 1960, с. 7—25.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.

Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1, с. 179—182.

Смирнов В. И. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Сомин М. Л. О возрасте санчарской свиты и санчарских кварцевых диоритов (Северо-Западный Кавказ). — «Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв.», 1965, № 9, с. 157—159.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод изотопного анализа серы. М., «Недра», 1965.

Хаин В. Е., Афанасьев С. В., Бурлин Ю. К. и др. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. Сб. «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Северо-Западного Кавказа», т. II, 1960.

Харашвили Г. И. Медно-пирротиновая рудная формация Главного хребта Большого Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси, 1964, с. 435—447.

Черницын В. Б. К истории металлогенического развития Северного Кавказа. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 196—223.

Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., «Недра», 1971.

Юровский А. В. Минеральные компоненты твердых горячих источников. М., «Недра», 1968.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение (С. В. Савин) . . . . .	3
Часть I	
Палеозойские колчеданные месторождения зоны Передового хребта	
Геологическое строение и структурно-формационная зональность Передового хребта	7
Общие особенности среднепалеозойского периода развития Передового хребта (Н. А. Савченко)	7
Картджуртская (Худесская) подзона (Н. А. Савченко)	14
Геологическое строение	14
Тектоника	16
Магматизм	17
Уруп-Кубанская подзона (Н. А. Савченко)	22
Геологическое строение	22
Магматизм и рудоносность	25
Бескесско-Марухская и Уруштено-Ацгаринская подзоны (В. И. Буадзе, С. В. Савин)	27
Геологическое строение	28
Тектоника	31
История развития и рудоносность	32
Марух-Зеленчукская подзона (В. И. Буадзе, В. Л. Омельченко, Н. А. Савченко)	35
Геологическое строение	36
Тектоника	37
Магматизм	38
Метаморфизм и рудоносность нижнекаменноугольных образований	42
Колчеданные рудные районы и месторождения зоны Передового хребта	43
Худесский рудный район (Н. С. Скрипченко)	43
Геологическое строение (Н. С. Скрипченко)	43
Худесское месторождение	47
Центральная зона	47
Промежуточная зона	57
Взаимоотношения даек и колчеданных руд	59
Изотопный состав серы в колчеданных рудах	60
Кубано-Даутский рудный район (Н. А. Савченко)	63
Геологическое строение	63
Колчеданные рудопроявления	69
Некоторые особенности размещения колчеданных проявлений	74
Урупский рудный район (Н. А. Савченко, Н. С. Скрипченко, А. С. Тамбиев)	75
Геологическое строение	75
Схема расчленения осадочно-вулканогенных пород рудного поля	76
Фациально-петрографические особенности рудоносной формации (Н. А. Савченко, Н. С. Скрипченко, А. С. Тамбиев, З. Г. Потугин)	76
Структура рудного поля	82
Урупское месторождение	85
Геологическое строение	85
Пострудная тектоника	92
Власинчихинское месторождение	95
Скалистое месторождение	98
Закономерности размещения месторождений Урупской группы	99
Лабинский рудный район (В. И. Буадзе, С. В. Савин, Н. А. Савченко)	100
Геологическое строение	100
Субвулканические и интрузивные образования (В. И. Буадзе, С. В. Савин, Н. А. Савченко, З. Г. Потугин)	104

	Стр.
Геологическая структура и этапы ее развития . . . . .	108
Колчеданные месторождения и рудопроявления, их геологическая позиция . . . . .	109
Гидротермально измененные породы . . . . .	114
Взаимоотношения даек и колчеданных руд . . . . .	116
Быковское месторождение . . . . .	116
Марух-Зеленчукский рудный район (В. И. Буадзе, В. Л. Омельченко, Н. А. Савченко)	120
Карабекское колчеданное проявление . . . . .	121
Закономерности развития нижнекарбонатового магматизма и колчеданных проявлений . . . . .	121
Некоторые вопросы генезиса колчеданных руд зоны Передового хребта . . . . .	122
Генетические типы колчеданных руд и месторождений (Н. С. Скрипченко)	122
Возраст колчеданного оруденения, этапы колчеданного рудообразования, интервал рудоносности (В. И. Буадзе) . . . . .	124
Тектурные и структурные особенности руд (В. И. Буадзе) . . . . .	125
Рудные обломки в породах кровли колчеданной залежи (Н. С. Скрипченко, А. С. Тамбиев) . . . . .	129
Гидротермально измененные породы (Н. С. Скрипченко) . . . . .	136
Генезис колчеданных руд Урупского и Худесского месторождений (Н. С. Скрипченко) . . . . .	138
Некоторые выводы о распределении элементов в девонских вулканогенных породах (Н. С. Скрипченко) . . . . .	140
Геологические предпосылки поисков медного оруденения в вулканогенных формациях (Н. С. Скрипченко) . . . . .	140

## Часть II

### Колчеданные месторождения юрского возраста.

#### Приводораздельная металлогеническая зона

Общая характеристика (В. Б. Черницын) . . . . .	143
Геологическое строение (В. Б. Черницын) . . . . .	145
Юго-Восточная (Дагестанская) подзона . . . . .	148
Геологическое строение (Г. И. Иванов, А. Г. Долгих, В. Б. Черницын) . . . . .	148
Рудные районы . . . . .	158
Хнов-Борчинский рудный район (Ю. П. Андреев, И. Б. Полищук, С. В. Савин)	159
Геологическое строение . . . . .	159
Эндогенное оруденение . . . . .	160
Самурский рудный район (Ю. П. Андреев) . . . . .	178
Геологическое строение . . . . .	178
Эндогенное оруденение . . . . .	180
Аварский рудный район (И. Ф. Рудянов, В. Б. Черницын)	189
Геологическое строение . . . . .	189
Эндогенное оруденение . . . . .	190
Центральная (Адайхох-Дарьяльская) подзона . . . . .	197
Геологическое строение (В. Б. Черницын) . . . . .	199
Эндогенное оруденение (Б. Н. Ачев, В. Б. Черницын) . . . . .	201
Северо-Западная (Шахе-Санчарская) подзона . . . . .	208
Геологическое строение (Ю. П. Андреев, С. В. Савин) . . . . .	208
Рудные районы . . . . .	211
Санчарский рудный район (Ю. П. Андреев) . . . . .	211
Лаурский рудный район (Ю. П. Андреев, С. В. Савин) . . . . .	214
Шахе-Головинский рудный район (А. В. Нетреба, Ю. П. Андреев, С. В. Савин)	218
Общие закономерности формирования и размещения медного оруденения в Приводораздельной зоне . . . . .	220
Структурно-формационные особенности (В. Б. Черницын) . . . . .	220
Основные черты магматизма (В. Б. Черницын) . . . . .	220
Связь оруденения с магматизмом (В. Б. Черницын) . . . . .	225
Вещественный состав руд, стадийность формирования и морфология рудных тел (Ю. П. Андреев) . . . . .	228
Изотопный состав серы (В. Б. Черницын, Ю. П. Андреев) . . . . .	240
Возраст и этапы оруденения (В. Б. Черницын) . . . . .	243
Генетические и промышленные типы медных месторождений (В. Б. Черницын)	244
Геологические предпосылки и поисковые признаки (В. Б. Черницын) . . . . .	245
Направление работ и перспективы (В. Б. Черницын, С. В. Савин) . . . . .	247

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
Северо-Кавказское территориальное геологическое управление

Редактор издательства *В. А. Крыжановский*  
Переплет художника *М. И. Гозенпуг*

Технический редактор *А. Е. Матвеева*  
Корректор *А. П. Стальнова*

Сдано в набор 24/V 1973 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Уч.-изд. л. 23,05.

Бумага № 2.  
Тираж 1000 экз.

Подписано в печать 30/X 1973 г.  
Печ. л. 16,0.  
Заказ № 523/11539—4.

Т-17451.  
Усл. п. л. 22,4.  
Цена 2 р. 66 к.

Издательство «Недра», 103633. Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

20.66 r.

867

БЕДРА • 1973