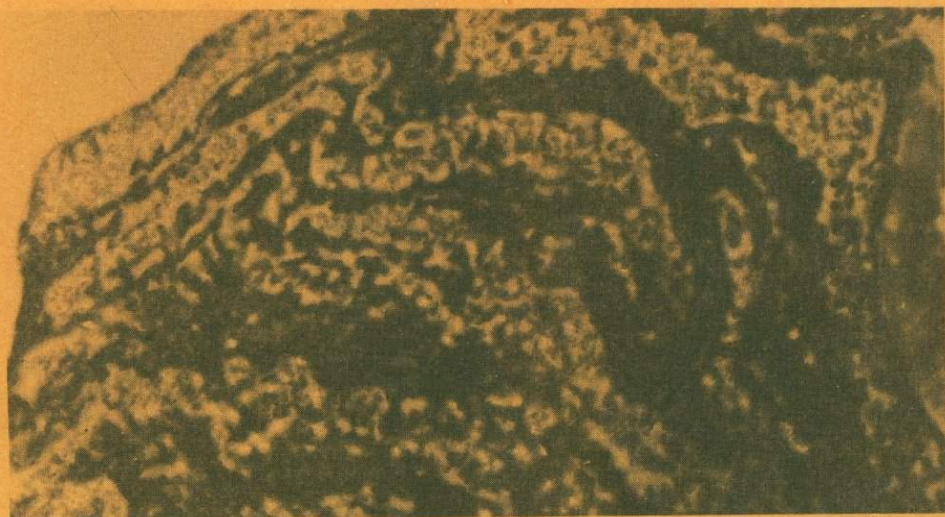




Колчеданные месторождения зарубежных стран



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1984



4170

В книге обобщается обширный литературный и отчасти оригинальный материал по геологии около 200 наиболее известных зарубежных колчеданных месторождений. Расположение материала по географическим провинциям, однотипное описание месторождений и сводные таблицы в заключении позволяют пользоваться книгой в качестве справочного пособия по колчеданным месторождениям зарубежных стран. Книга представляет интерес для специалистов, работающих в области геологии месторождений цветных металлов.

Табл. 14. Ил. 6. Библиогр. 390 назв.

Редакционная коллегия

член-корреспондент АН СССР С.Н. ИВАНОВ (ответственный редактор),

канд. геол.-минерал. наук Е.И. БОГДАНОВА,

канд. геол.-минерал. наук Г.А. КУРИЦЫНА

Рецензенты:

В.А. ПРОКИН,

Г.А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

*Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии
им. акад. А.Н. Заварицкого УНЦ*

Редактор *О.А. Харнас*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *И.И. Джигоева*. Корректор *В.П. Крылова*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27748

Подписано к печати 23. 04. 84. Т — 09138. Формат 70 × 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 17,6. Усл. кр.-отт. 17,8. Уч.-изд. л. 22,0
Тираж 900 экз. Тип. зак. 1350. Цена 3 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга является второй частью сводки по колчеданным месторождениям мира. Данная часть была задумана как справочное пособие, которое помогало бы ориентироваться широкому кругу геологов в обширном не систематизированном потоке публикаций по зарубежным колчеданным месторождениям. Эта цель предопределила способ размещения материала — описание месторождений по странам, а не по геотектоническим провинциям, классам и семействам колчеданных месторождений, детально охарактеризованным во введении к первой части. Внутри отдельных стран месторождения группируются по геотектоническим зонам от более древних к более молодым, а в заключении каждого раздела дается краткое обобщение и систематизация описанных месторождений.

В составлении монографии принял участие коллектив авторов. Месторождения скандинавских стран (В.И. Робонен, С.И. Рыбаков), Франции (В.И. Старостин, Н.И. Еремин) и Японии (В.Л. Русинов) описывались с использованием материалов личных наблюдений. Описания всех остальных месторождений сделаны по литературным данным Е.И. Богдановой. Ею же написано "Заключение". Некоторые различия в порядке и детальности описания отдельных месторождений объясняются разными подходами авторов и наличием публикаций по тому или иному вопросу.

Редколлегия настоящего тома выражает глубокую благодарность академику АН ГССР Г.А. Твалчрелидзе и доктору геолого-минералогических наук профессору В.А. Прокину, прочитавшим рукопись и давшим ряд ценных советов, а также своим сотрудникам М.Я. Мальчуковой, С.Л. Неверовой и С.Н. Токаревой, затратившим много труда в процессе получения и подготовки материалов к печати.

БАЛТИЙСКИЙ ШИТ

(Финляндия, Швеция)

В пределах Балтийского щита колчеданные месторождения раннедокембрийского возраста сосредоточены в следующих провинциях: в Южной и Восточной Карелии преимущественно серноколчеданные, отчасти медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, в Южной и Центральной Финляндии (главный рудный пояс Финляндии), в Северной и Центральной Швеции (рис. 1).

Общей чертой геологической позиции месторождений является их постоянная приуроченность к протогоесинклинальным осадочно-вулканогенным образованиям (зеленокаменным поясам), которые сохранились в виде узких вытянутых зон (Карелия) или достаточно обширных изометричных площадей (Швеция) в пределах древнейших блоков (кратонов), окаймленных более молодыми подвижными поясами.

Время заложения и завершения развития протогоесинклинальных структур в преде-

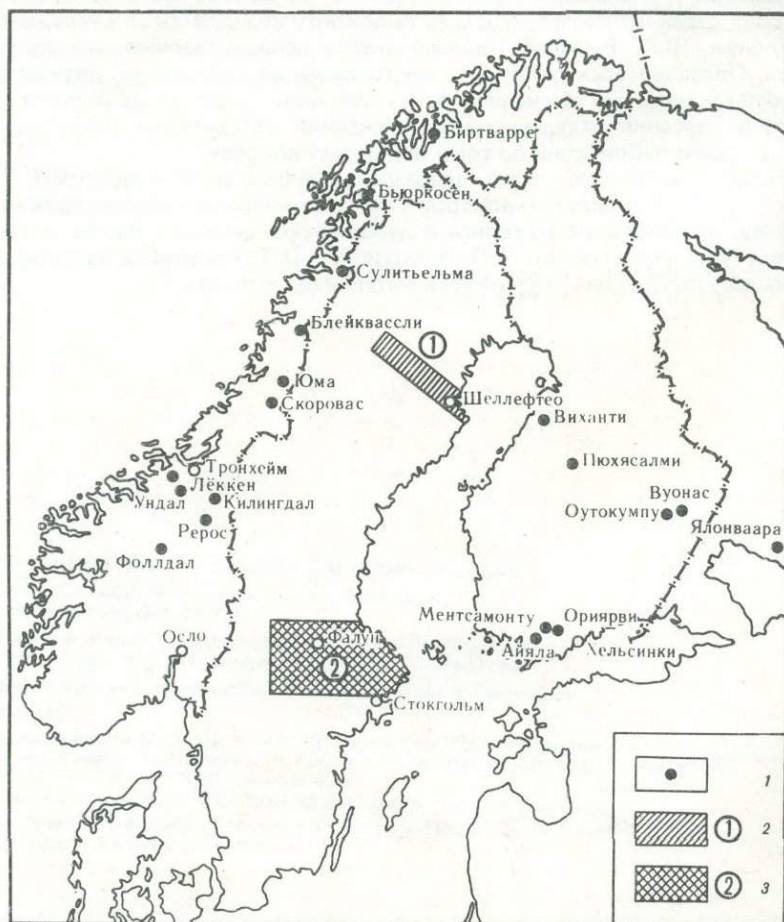


Рис. 1. Колчеданные месторождения Скандинавии

1 — колчеданные месторождения; 2 — рудное поле Шелефтео (Швеция); 3 — центральная Швеция

лах различных блоков, судя по данным изотопного возраста, было различным. Наиболее ранними являются осадочно-вулканогенные образования лопийского отдела Карелии, возраст которых по последним данным составляет 2700—3200 млн. лет и относится к архею. Как будет показано ниже, изотопный возраст руд отличается от названных цифр и, возможно, отражает различные этапы метаморфизма.

На территории Финляндии возраст свекофенских и свекокарельских комплексов, вмещающих месторождения Оутокумпу и другие, находится в интервале 2680 млн. лет — возраст гранитов Соткума, принимаемых за фундамент, и 1900 млн. лет — возраст гранитов Марианваара, прорывающих комплекс Оутокумпу.

По-видимому, этому же возрасту отвечают осадочно-вулканогенные образования Центральной Швеции и области Шелефтео, хотя надежных данных нет. Известно только, что в Шелефтео граниты Ревсунд, прорывающие вулканогенную серию Маурлиден, имеют возраст 1785 млн. лет.

Независимо от установленного возраста для протогеосинклинальных осадочно-вулканогенных комплексов, с которыми связаны колчеданные месторождения, в пределах всего щита они занимают сходную позицию; слагают наиболее низкие части разрезов зеленокаменных поясов и залегают на гранито-гнейсовом фундаменте. Изучение формационного состава осадочно-вулканогенных комплексов показывает, что для протогеосинклинального этапа развития Балтийского щита характерно совмещение во времени и пространстве формаций, связанных с коровым и мантийным источниками магм. С коровыми андезитовыми магмами связаны последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацитовая формация Карелии, сложенная преимущественно вулканитами андезитового и дацитового состава (ее можно называть андезит-дацитовой), сходные по составу вулканиты Шелефтео (Швеция) и отчасти Финляндии, и дацит-липаритовая (лептитовая) формация Южной Финляндии и Центральной Швеции, в которой развиты вулканиты кислого состава натриевого и калий-натриевого ряда. С мантийным источником связаны вулканиты базальтового состава всех регионов, которые отнесены к недифференцированной базальтовой (спилито-диабазовой) формации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РУД ФИНЛЯНДИИ

Подавляющая часть стратиформных медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Финляндии приурочены к Свекокарельской подвижной зоне, известной под названием Главного рудного пояса Финляндии. Этот пояс протягивается на 400 км от границы с Советским Приладожьем через всю Финляндию на северо-запад до Ботнического залива [214] и имеет продолжение на севере Швеции в виде "рудного поля Шелефтео". Здесь имеется ряд интересных месторождений, среди которых можно назвать Оутокумпу, Вуонас, Хамаслахти, Пюхасалми, Виханти и ряд менее значительных: Отраваара, Кархунсаари, Полвиярви и др.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Айала, Метсомонту, Ориярви находятся в Южной Финляндии в пределах свекофенского подвижного пояса широтного простирания, протягивающегося от Советского Приладожья, где он смыкается с Главным рудным поясом Финляндии, до Ботнического залива и продолжается в Центральной Швеции.

Ниже на примере наиболее изученных месторождений рассматриваются особенно их геологической позиции, состава руд и генезиса.

Крупнейшее в Финляндии месторождение **Оутокумпу**, расположенное в 50 км западнее г. Йоенсуу, было открыто О. Трюстедтом в 1910 г. по рудным валунам, впервые найденным юго-западнее Оутокумпу, и разрабатывается с 1913 г. Рудные залежи Оутокумпу связаны с так называемым комплексом Оутокумпу калевейского возраста (средний протерозой) и перекрывают ятулийские образования, распространённые восточнее [367]. Этот комплекс образует узкую зону северо-восточного простирания (30—50°) с падением на юго-восток под углами 40—50° (рис. 2). Он сложен кварцитами, черными сланцами, доломитами, скарнами и серпентинитами, которые залегают среди различных слюдястых парасланцев (от аргиллитов до граувакопоодбных). Западнее месторождения сланцы мигматизированы и прорваны массивом гранитов Мааринваара.

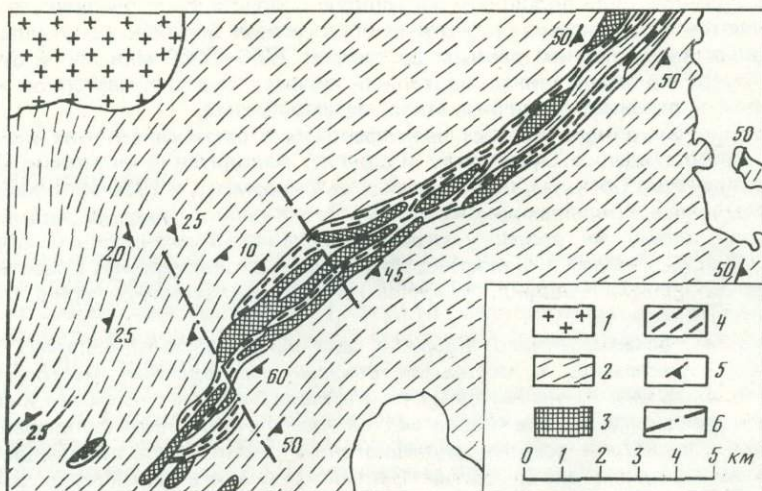


Рис. 2. Геологическая схема района Оутокумпу [367]

1 — граниты Марианваара; 2 — слюдяные сланцы (вулканы андезитового, андезито-дацитового состава); 3 — серпентиниты; 4 — комплекс Оутокумпу (кварциты, черные сланцы, скарнированные карбонатные породы); 5 — простирание и падение сланцеватости; 6 — разрывные нарушения

Черные сланцы — очень тонкозернистые, филлитовидные — состоят из кварца, биотита, амфибола, редко микроклина, плагиоклаза, фуксита, рутила, иногда с порфиробластами андалузита и значительным количеством тонкозернистого графитистого вещества и сульфидов. В тесной ассоциации с черными сланцами находятся кварциты, имеющие с ними иногда постепенные переходы. Кварциты, как правило, рассланцованы и серицитизированы, но встречаются и стекловатые разновидности. Как и черные сланцы, кварциты состоят из пирита, меньше пирротина, халькопирита и сфалерита обычно в виде вкрапленности и жилок. В кварцитах нередки жилы скарна мощностью до 30 см, состоящие из пирротина, уваровита, тремолита, диопсида, халькопирита, пирита. Кроме того, отмечены более мощные жильные скарны, для которых характерны хромсодержащие силикаты: хромдиопсид, хромтремолит, уваровит, хромит, сульфиды. Скарны рассекаются тонкими жилками хромита.

Карбонатные породы представлены доломитами, содержащими диопсид, тремолит, серпентин. Рудная зона прорвана согласными телами серпентинитов. Руды располагаются в рассланцованных кварцитах около контакта их с серпентинитами в виде пластобразного тела, имеющего северо-восточное простирание и падение на юго-восток под углами $35-50^\circ$. Оно разбито разломами на ряд блоков, которые известны под названием рудных тел Каасила, Кумпу, Литукка [184].

По минеральному составу выделяются два типа руд: существенно пиритовые и существенно пирротиновые, имеющие между собой постепенные переходы. Пирротиновая минерализация развита по периферии рудного тела и на его выклинивании. Кроме двух главных сульфидов, в руде в основном в ассоциации с пирротинном в различных количествах присутствуют халькопирит, сфалерит, кубанит, валериит, минералы группы линнеита, станнин, хромит, магнетит, реже кобальтсодержащий пентландит (у контактов с серпентинитами), галенит, золото. В массивной пиритовой руде пирит находится в виде эвгедральных зерен размером от 0,01 до нескольких миллиметров. В пирротиновом типе руды он присутствует в виде кубических порфиробласт, размер которых достигает 30 см. Эти кристаллы нередко окружены венчиком сфалерита и халькопирита. Пирит содержит от десятых долей до нескольких процентов кобальта.

Выделены три структурно-текстурных типа руд [184]: слоистый, массивный и брекчированный. В слоистых рудах слои массивных сульфидов чередуются со слоями кварцитов или черных сланцев. Подобные руды встречаются у контактов и в местах пережима рудных тел.

Массивные руды слагают центральные части залежей и имеют постепенные переходы со слоистыми рудами.

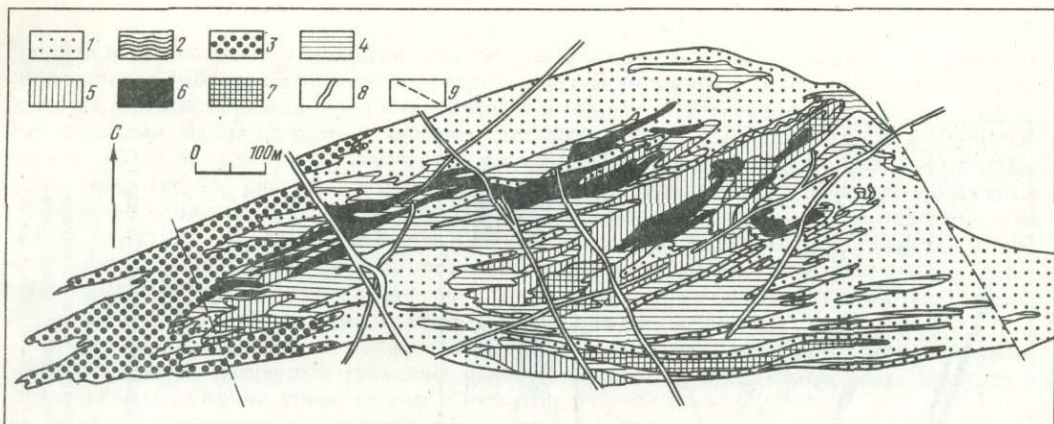


Рис. 4. Геологическая схема месторождения Виханти [307]

1 — кварциты, 2 — черные сланцы, 3 — кордиеритовые гнейсы; 4 — доломиты; 5 — скарны; 6 — цинковая руда; 7 — пиритовая руда; 8 — дайки; 9 — разлом



Рис. 4. Геологическая схема месторождения Ориярви [173]

1 — амфиболиты; 2 — лептиты и серицитовые сланцы; 3 — скарны; 4 — кордиерит-антофиллитовые породы; 5 — олигоклазовые граниты; 6 — пегматиты; 7 — руды

Брекчированный тип образован в результате дробления при складчатых деформациях массивных и слоистых руд, а также вмещающих пород, которые являются обломками в руде, сцементированными переотложенными сульфидами.

С момента открытия до 1970 г. рудник дал 20 млн. т. руды со средним содержанием Cu , 3,8%, Zn 1,0, Ni 0,12, Co 0,24% и Au 0,8 г/т.

В юго-западной части месторождения вскрыто небольшое тело в скарнированной кварцевой зоне, которое состоит из пирротина со значительным содержанием пентландита. Кроме того, широко представлены хромит и уваровит.

На северо-восточном продолжении рудной зоны Оутокумпу в 6 км от нее открыто месторождение Вуонас, во всех основных чертах аналогичное Оутокумпу, но с более высокими содержаниями никеля. В районе Полвиярви, Хаутокоски, Отраваара, Кархунсаари, в восточной части филлитовой области, известны чисто пиритовые месторождения среди серицитовых сланцев, которые Х. Вайрюнен [370] параллелизует с Ялонваарским месторождением в Карелии. В. Мармо [276] указывает не тесную генетическую связь пиритовых руд этих месторождений с черными сульфидоносными сланцами.

Рудная зона Виханти [307] расположена в Западной Финляндии, где на площади 200 X 40 км находится несколько десятков месторождений и рудопоявлений. Собственно месторождение Виханти было открыто в 1947 г. по рудным валунам и эксплуатируется с 1954 г. Согласно представлениям финского геолога П. Раухункоски [307], участок месторождения представляет собой синклинальную складку. Осмотр подземных выработок, керн буровых скважин и образцов рудника Виханти позволил

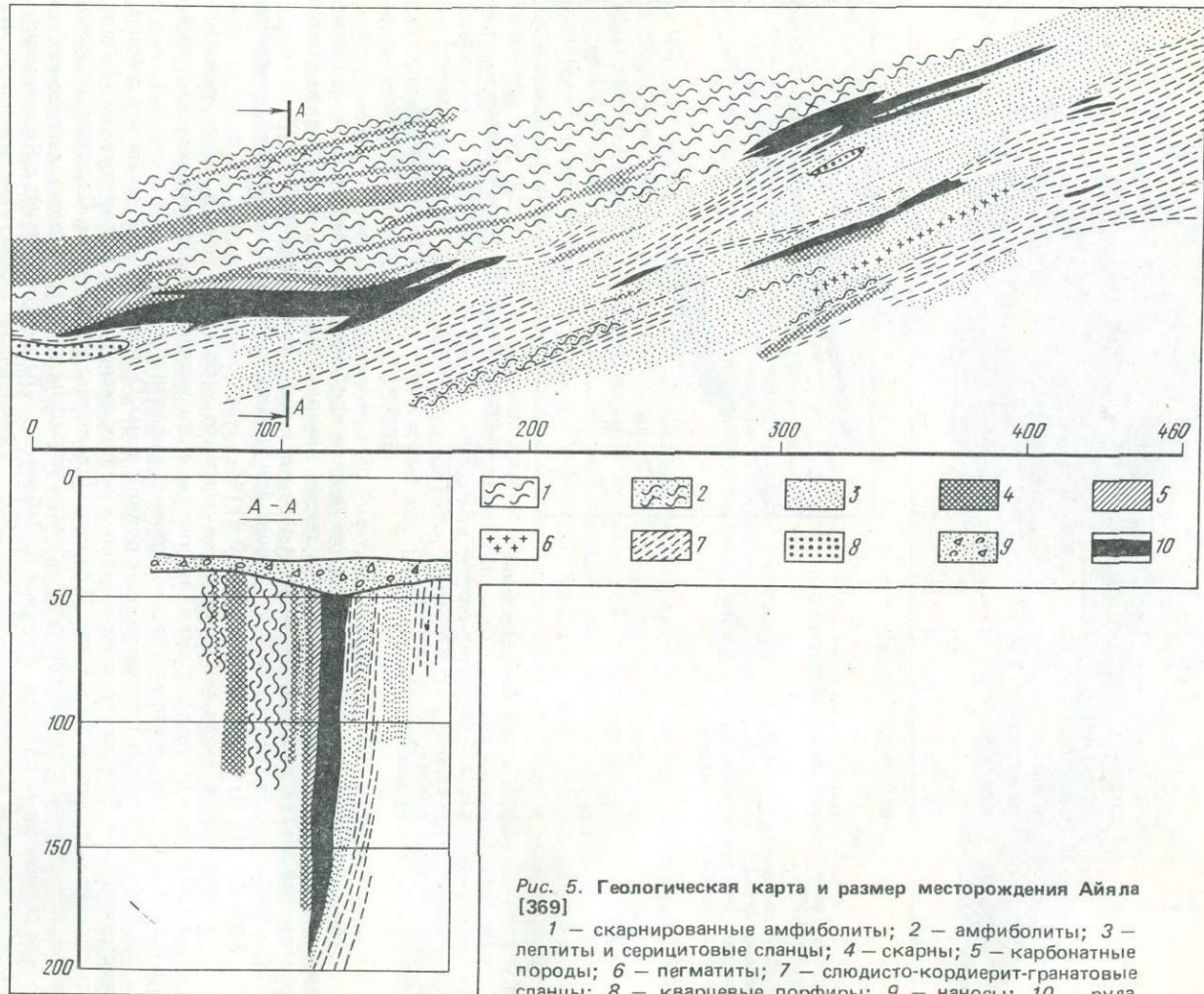


Рис. 5. Геологическая карта и размер месторождения Айяла [369]

1 — скарнированные амфиболиты; 2 — амфиболиты; 3 — лептиты и серицитовые сланцы; 4 — скарны; 5 — карбонатные породы; 6 — пегматиты; 7 — слюдяно-кордиерит-гранатовые сланцы; 8 — кварцевые порфиры; 9 — наносы; 10 — руда

прийти к заключению о моноклиальном строении участка месторождения. В пределах последнего наиболее нижнюю часть разреза слагают метавулканиды андезито-дацитового состава, превращенные в слюдистые сланцы и гнейсы, переслаивающиеся с графитистыми сланцами. Выше по разрезу следует карбонатно-сланцевая рудная толща мощностью около 350 м. В этой толще отмечается ритмичное чередование туфов кварцевых порфиров, графитистых сланцев, доломитов, скарнов и руд. Во всех породах отмечается ритмичная слоистость, судя по которой кровля везде обращена на юг, а подошва — на север. Нижняя половина толщи в верхней части обогащена рудой, представленной сфалеритом, халькопиритом и пирротинном. Руда перекрывается сланцами (графитистыми, хлоритовыми и другими зелеными сланцами), которые венчаются пиритовой рудой. На последней залегают кордиеритовые гнейсы и слюдистые сланцы (рис. 3).

В скарнах в различных количественных соотношениях (вплоть до мономинеральных) находятся диопсид и тремолит, реже встречаются кварц, плагиоклаз, барит, турмалин, гранат, корунд, сфен, хлорит, серпентин.

Наиболее экономически важное рудное тело Лампинсаари расположено на северном краю моноклинали в контакте кварцитов и доломитов, где они замещают известковистые породы. Пиритовые руды находятся в южной части сланцевого комплекса и расположены среди кварцитов. Наиболее распространенные сульфиды в рудах — сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, пирротин, в качестве второстепенных присутствуют кубанит, валериит, арсенопирит, станнин, молибденит, золото и серебро. В цинковой руде в среднем содержится 10—11% цинка, 0,53—0,8% BaO, 0,4 Au, 26—30 г/т Ag.

Месторождение Пюхасалми расположено в 100 км к юго-востоку от Виханти. Район месторождения сложен метаморфизованными вулканидами кислого и основного состава, превращенными в слюдистые сланцы и гнейсы, иногда с кордиеритом, антофиллитом, гранатом и амфиболитом. Руды залегают согласно с вмещающими их сланцами. Рудное тело длиной 650 м и средней мощностью 10—12 м образует S-образно изогнутую в плане линзу, представляющую собой изоклиальную складку. Руды сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом и содержат в качестве примеси арсенопирит, магнетит, галенит, теннантит, золото и барит. Они содержат (в %) 0,85 Cu, 2,8 Zn, 4,9 Ba.

Месторождения Ориярви, Айала, Метсомонту в Южной Финляндии приурочены к одной Киско-Кеми сланцевой зоне субширотного простираения, имеющей продолжение в Центральной Швеции. Первые сведения о рудах в этой провинции относятся к XVI в., а были открыты и начали активно действовать много позднее: рудник Ориярви в 1932 г. (в настоящее время не действует), а Айала и Метсомонту — в 1945—1947 гг.

Рудовмещающий комплекс слагают амфиболиты, лептиты и слюдистые сланцы с горизонтами кварцевых порфиров, карбонатные породы и скарны преимущественно тремолит-антофиллитового состава и кордиеритовые кварциты с импрегнациями халькопирита [368, 369]. Геологическая позиция рудных тел на всех месторождениях практически одинакова. Колчеданные залежи имеют форму сложных согласных крутопадающих линз, имеющих восточное-северо-восточное простираение (рис. 4, 5). Они залегают в лептитовых сланцах и скарнированных известняках у контакта с амфиболитами (метадиабазами). На месторождении Ориярви А. Варма [368] выделяет "мягкую руду" в тремолит-актинолитовом скарне, состоящую из галенита, сфалерита и халькопирита, и "твердую руду" в биотит-кордиерит-антофиллитовой породе, которая состоит из пирита, пирротина, халькопирита с небольшим содержанием сфалерита. В рудах содержится Cu 1, Zn 4,5, Pb 1,4%, Au 0,4, Ag 10 г/т.

На месторождениях Айала и Метсомонту руды состоят из пирита, пирротина, сфалерита, галенита, халькопирита, арсенопирита. Характерна приуроченность халькопирита к средней части рудных тел [369]. Состав руд месторождений Айала следующий: Cu 1,8%, Zn 0,6, Pb 0,02, Ni 0,16%, Au 0,5—1,0, Ag — 13—16 г/т; Метсомонту: Cu 0,1%, Zn 4,6, Pb 0,1%, Au 0,3—0,4, Ag 5,7—7,0 г/т.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросы генезиса большинства колчеданных месторождений Финляндии не разработаны. Наиболее изученным в этом отношении является Оутокумпу, о происхождении которого на протяжении истории его изучения высказывались самые различные представления.

О. Трюстед, первооткрыватель Оутокумпу, связывает образование руд с гранитным

массивом Мааринваара. Х. Вайрюнен [370] считает, что руды Оутокумпу являются результатом внедрения сульфидной магмы, однако источник этой магмы неизвестен. В.О. Вяхяла [367] пришел к выводу, что колчеданные руды могли образоваться в результате гидротермально-метасоматического процесса, однако они не связаны с гранитами Мааринваара, так как последние моложе оруденения. По этой причине он считает, что источником рудных растворов были экзотические граниты на глубине. Согласно представлениям М. Саксели [314], руды образовались в результате тектоно-метаморфической мобилизации рудных компонентов, главным образом из черных сланцев, где находились в рассеянном состоянии первично-осадочные сульфиды. Г. Борхерт [136] относит руды Оутокумпу к сингенетичным осадочным. Согласно его представлениям, источником поставляемых в бассейн металлов являются ювенильные растворы.

Имеются и другие гипотезы, кратко рассмотренные в работе М. Саксели [314]. В последние годы многими исследователями Оутокумпу рассматривается как стратиформное первично-эксгальционно-осадочное месторождение, подвергшееся метаморфической ремобилизации [281, 273]. Признаками осадочного механизма отложения руд могут быть согласное с вмещающими породами залегание рудного тела, реликты слоистых текстур руд, участие их в складчатости и метаморфизме. Рудные тела вместе с вмещающими породами, по данным А.Г. Гаала [183], испытали четыре фазы складчатости и региональный метаморфизм в термодинамических условиях амфиболитовой фации умеренных давлений. В этих условиях руды в значительной степени были перетолжены (ремобилизованы) [281], что привело к затухиванию первичных признаков осадочного отложения руд. С этими же процессами связано и образование скарнов. Аналогичные особенности развития рудного процесса названные авторы видят на месторождении Виханти.

В районе месторождения Оутокумпу отсутствуют вулканиты, однако в других месторождениях (Пюхасалми, Виханти, Отраваара и др.) составной частью рудо-вмещающих комплексов в значительном объеме являются вулканиты и вулканогенно-осадочные породы кислого состава, которые диагностируются по реликтам вулканических структур. Месторождения свекофенской области Южной Финляндии Ориярви, Айала, Метсомонту находятся в пределах развития лептитовой формации, состоящей из кислых и основных вулканитов и связанных с ними осадков. Большинство финских геологов считает их эпигенетичными, хотя, на наш взгляд, постоянная приуроченность их к вулканогенно-осадочным и осадочным образованиям, пластобразный характер рудных тел могут свидетельствовать об их сингенетичности. Их же "эпигенетичность" обусловлена наложенными процессами регионального метаморфизма и связанного с ними железо-магнезиального метасоматизма, описанного рядом финских исследователей [173, 360].

Данные изотопного состава серы сульфидов по месторождениям Оутокумпу [273], Виханти [307] и Айала, выполненные Д.М. Воинковым по материалам В.И. Робонена, приводят к следующим выводам.

Сульфиды черных сланцев (преимущественно пирит и пирротин) месторождений Оутокумпу и Виханти постоянно обогащены легким изотопом серы. $\delta^{34}\text{S}$ колеблется соответственно от +5,8 до -19,2‰ для Оутокумпу и Кархунсаари, от -2,7 до -19,8‰ — на месторождении Виханти. Это обусловлено, по-видимому, участием в образовании сульфидов черных сланцев серы биогенного происхождения. Сульфиды массивных руд Виханти, по данным П. Раухунскоски, обогащены тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} = +3,2 - +15,8‰$) и лишь в единичных анализах $\delta^{34}\text{S} = -8,3‰$. Одним из объяснений подобного утяжеления изотопов серы в массивных рудах Виханти может быть вынос серы из колчеданных залежей при метаморфизме и перетолжение ее во вмещающих сланцах. При этом возможно обогащение сульфидов перетолженных руд изотопом ^{34}S .

В массивных сульфидных рудах Оутокумпу, Айала и Ориярви изотопный состав серы близок к метеоритному стандарту и варьирует в узких пределах. Для Оутокумпу $\delta^{34}\text{S} = -1,1 - +5,4‰$, а в рудах Айала и Ориярви $\delta^{34}\text{S} = -3,1 - +1,4‰$. Таким образом, изотопный состав серы массивных руд названных месторождений свидетельствует о ее глубинном ювенильном источнике.

Изучение изотопного состава свинца галенитов месторождений Финляндии показало, что выделяются две группы цифр изотопного возраста. Образцы из месторождений

свекофенской области — Ориярви, Айала — дают модельный возраст 1800—1900 млн. лет, который по-видимому, соответствует времени регионального метаморфизма. Глениты месторождений Карельской области Оутокумпу, Виханти имеют более древний возраст 2000—2300 млн. лет. Эти данные подтверждаются изотопным возрастом сульфидных руд Виханти [307], модельный возраст которых равен 2050 ± 50 млн. лет.

Дж. Уомплер и Дж. Калп [97], изучавшие осадочные пириты Финляндии, для руд месторождения Оттраваара получили возраст 2400—2500 млн. лет. Осадочные пиритовые руды месторождения Кархунсаари, по их данным, отложились не ранее чем 2100 млн. лет назад.

В заключение можно отметить, что колчеданные месторождения Финляндии генетически связаны со свекокарельским вулканизмом и синхронным с ним осадконакоплением.

Учитывая постоянную приуроченность колчеданов к метаморфизованным вулканогенно-осадочным фациям, пластовую или линзовидную форму рудных тел и согласное их залегание, а также широкое развитие во вмещающих сланцах сингенетических сульфидов, можно предположить их вулканогенно-осадочное происхождение. В частности, на осадочное происхождение руд Оттраваара и Кархунсаари указывал В. Мармо [275]. Региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, сопровождавшийся скарнообразованием, привел к их метаморфической регенерации, в результате которой утрачены во многих случаях признаки их первичного происхождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШВЕЦИИ

Колчеданные месторождения докембрийского возраста на территории Швеции сосредоточены в двух провинциях: Северной Швеции (лен Вестерботтен), известной под названием "рудное поле Шелефтео", и Центральной Швеции (область свекофенской лептитовой формации).

Кроме того, имеется ряд стратиформных месторождений каледонского возраста (Лайсвалл, Беллвиксберг, Орескутан), которые в описание не включены.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ РУДНОГО ПОЛЯ ШЕЛЕФТЕО

Большое число экономически важных колчеданных месторождений Швеции сосредоточено в рудном поле Шелефтео, образующем зону северо-западного простираения длиной около 150 км при ширине 36 км. Геология этого района и описание месторождений дано в многочисленных работах шведских геологов [30, 227, 301].

После Шелефтео, геологическое строение которого показано на рис. 6, является северной границей геосинклинали Норланд, протягивающейся на юг в Центральную Швецию на расстояние около 400 км. Древнейшие осадочно-вулканогенные образования на рассматриваемой территории отнесены к серии Маурлиден [227] (или серии Шелефтео, по Гейеру). Она сложена вулканитами натриевого ряда, причем нижние части разреза серии представлены кварцевыми кератофирами, дацитами и риолитами. В фаціальном составе вулканитов преобладают пирокластолиты. В верхней части разреза развиты преимущественно базальты и андезиты, среди которых широко распространены подушечные лавы. Эту серию разделяют на две: нижнюю — серию Маурлиден, представленную вулканитами кислого состава, и расположенную выше серию Варгфорс, состоящую из базальтов, андезитов, конгломератов Ментреск и Абортиярн. Стратиграфически выше расположена филлитовая серия Элваберг, состоящая преимущественно из глинистых пород со значительной примесью графитового вещества, а также граувакк, полевошпатовых песчаников, горизонтов известняков. Г. Каутский [227] относит сюда же упомянутые выше конгломераты серии Варгфорс. Э. Грип [30] отмечает среди осадков отдельные потоки лав основного состава.

Выше филлитовой серии, согласно С. Гавелину [24] и Э. Грипу [30], расположена сильно дифференцированная вулканическая серия Арвидсъяур, представленная андезитами, дацитами, риолитами с небольшим содержанием пирокластов. Площадь развития пород этой серии находится севернее поля Шелефтео. Супракrustальные породы смяты в складки с общим восток — юго-восточным простираением.

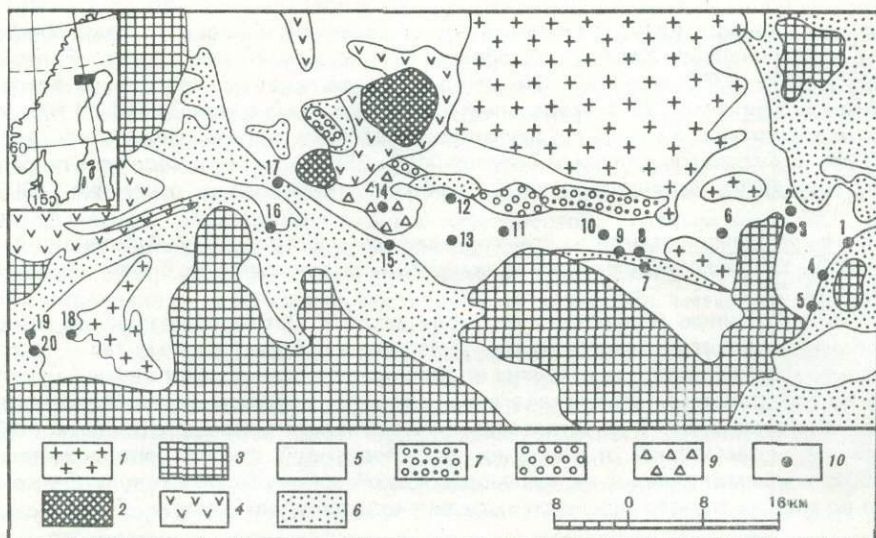


Рис. 6. Геологическая схема рудного поля Шелефтео [301]

1 — граниты Йерн; 2 — граниты Гелливаара; 3 — граниты Ревсунд; 4 — основные вулканиты; 5 — кислые вулканиты; 6 — филлитовая серия; 7 — конгломераты Додман; 8 — конгломераты Абортиярн; 9 — брекчии Ментреск; 10 — сульфидные месторождения: 1 — Булиден, 2 — Канкберг, 3 — Окула, 4 — Лонгзеле, 5 — Лонгдал, 6 — Ренстрем, 7 — Осен, 8 — Кедтреск, 9 — Удден, 10 — Сванзеле, 11 — Бьюрлиден, 12 — Маурлиден, 13 — Хегкулла, 14 — Ментреск, 15 — Елваберг, 16 — Неслиден, 17 — Раккеяур, 18 — Кристенберг, 19 — Ревлидмюран, 20 — Ревлиден

Наиболее древними интрузивными образованиями района являются так называемые граниты Йерн, представляющие дифференцированную серию пород, состав которых меняется от гранитов до габбро. Последние имеют подчиненное значение. Галька этих гранитов встречается в конгломератах более молодой серии Варгфорс, которая сложена различными осадочными породами, переслаивающимися с эффузивами основного состава. Г. Каутский с конгломератами Варгфорс сопоставляет конгломераты Ментреск.

Более молодые граниты Ревсунд, датируемые возрастом 1785 млн. лет, имеют более однообразный, преимущественно гранитоидный, состав. Характерны многочисленные пегматитовые тела. С гранитами Ревсунд связана мигматизация пород и образование гнейсов. С. Гавелин [24] предполагает, что граниты и гнейсы образовались в основном за счет гранитизации осадочных пород. Конгломераты серии Варгфорс содержат обломки гранитов Йерн и Ревсунд. Однако Г. Каутский считает, что граниты Ревсунд моложе серии Варгфорс. Самый молодой интрузивный комплекс, развитый в северо-западной части Шелефтео, представлен группой гранитов Шоршеле возрастом 1625 млн. лет.

Степень метаморфического преобразования пород в поле Шелефтео отвечает зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям низких давлений. Установлена метаморфическая зональность, выраженная в увеличении степени метаморфизма в сторону гранито-гнейсов. С. Гавелин [24] установил две зоны: южную хлорит-биотитовую и северную хлоритовую. Изограда биотита проходит субпараллельно фронту мигматизации. В рудном поле Шелефтео в настоящее время известно около 80 месторождений, причем пять из них, в том числе известное месторождение Булиден, выработаны. По данным Д.Т. Рикарда и Г. Цвейфеля [301], рудные залежи приурочены к вулканогенной серии Маурлиден и занимают в ней различную стратиграфическую позицию, однако большая часть месторождений приурочена к контакту вулканогенной и филлитовой серий. К ним относятся крупные месторождения Булиден, Лонгзеле, Лонгдал, Ревлиден, Неслиден, Удден и др. (рис. 7). Месторождения, как правило, представлены серией согласных с первичным напластованием, крутопадающих пластообразных залежей (рис. 8). Наиболее крупные из них, например месторождение Раккеяур, достигают 550 м в длину при мощности 65 м. Рудные тела на этом месторождении прослежены до

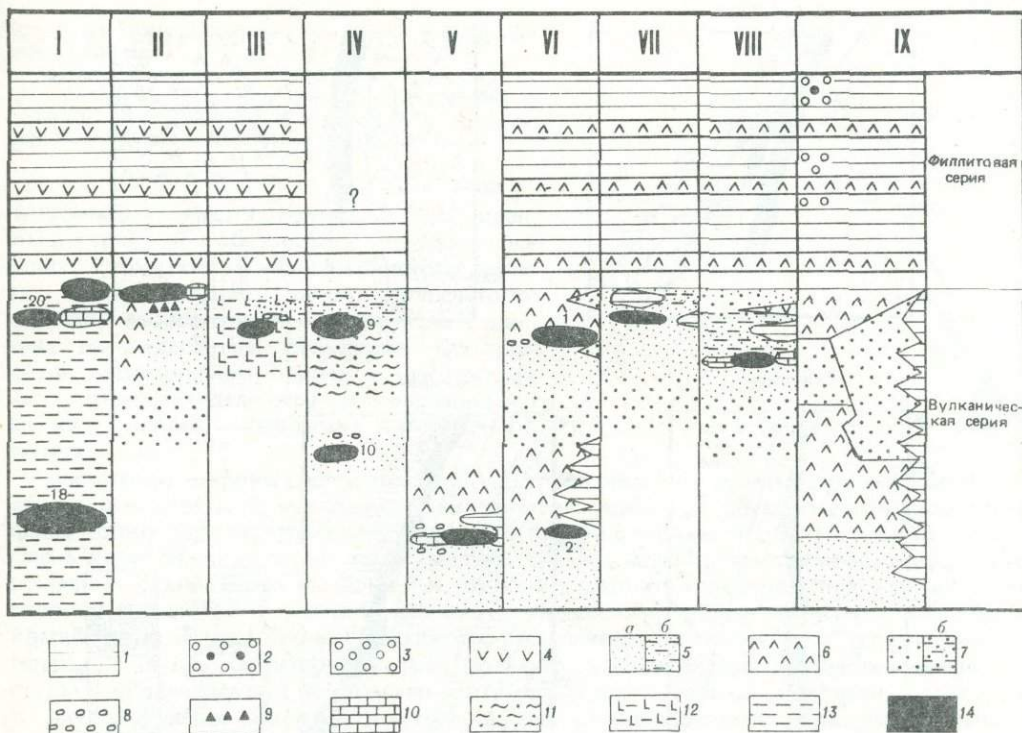


Рис. 7. Стратиграфическое положение руд Шелефтео [301]

1 — филлиты; 2 — конгломераты Додман; 3 — конгломераты Абортиярн; 4 — андезиты; 5 — кварцевые порфиры (а), кварцевые кератофиры (б); 6 — кератофиры (туффиты), 7 — дациты (а), туффиты дацитов (б); 8 — агломераты; 9 — брекчия; 10 — доломиты, известняки; 11 — скарированные слоистые туфы; 12 — известковый (?) туф; 13 — региональная серицитизация; 14 — руда. Месторождения (цифры на схеме): 1 — Ревлиден (20), Кристенберг (18), 11 — Неслиден, 111 — Елваберг, IV — Удден (9), Сванзеле (10), V — Ренстрем, VI — Булиден (1), Канкберг (2), VII — Лонгзеле, VIII — Лонгдал, IX — сводный стратиграфический разрез

глубины 320 м. Месторождение Булиден было представлено тридцатью залежами, достигающими 357—365 м в длину при средней мощности 18—19 м.

Вмещающими породами являются рассланцованные туфы и туффиты кислого состава, превращенные в серицит-кварцевые, хлорит-серицитовые, иногда с андалузитом, кордиеритом, ставролитом сланцы. В ряде случаев перекрывающие рудные залежи черные сланцы и горизонты карбонатных пород филлитовой серии также являются рудовмещающими.

Месторождения, приуроченные к нижним частям вулканогенной серии, локализуются также на контакте тонких туфов, туффитов, иногда метасоматически преобразованных, с прослоями черных сланцев. Рудные залежи участвовали в складчатости вместе с вмещающими породами и приобрели крутое, согласное со сланцеватостью, залегание. В руде некоторых месторождений, например в Уддене, наблюдается интенсивная плоччатость.

Характерной чертой колчеданных руд Шелефтео является большое разнообразие их минерального состава. Основным минералом является пирит. В различных количествах содержатся халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит, сурьмяно-висмутовые минералы, серебро, золото. Отношение Cu—Zn—Pb в рудах различных месторождений показано на рис. 9, из которого видно, что преобладают медно-цинковые руды с различным содержанием свинца. Отмечается зональное распределение характерных минеральных ассоциаций в пределах отдельных месторождений. В Лонгзеле, Ревлидене, Ревлидмюране в кровельной части рудных тел концентрируется сфалерит, а подошва залежи обогащена халькопиритом. Содержание пирротина имеет тенденцию увеличи-

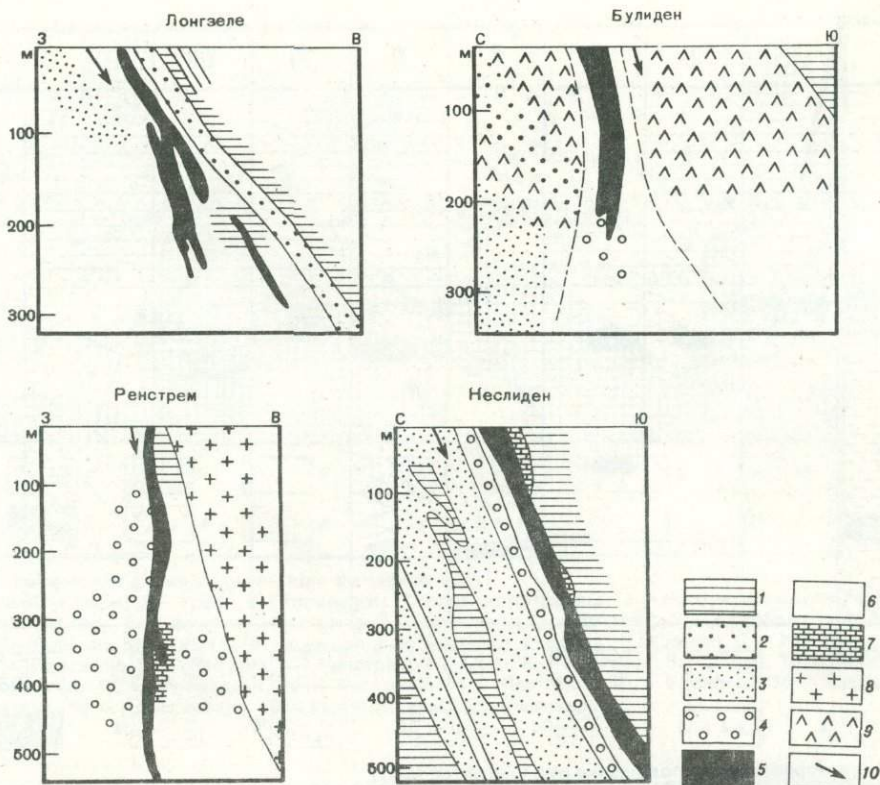


Рис. 8. Разрезы некоторых месторождений Шелефтео [301]

1 — филлиты; 2 — дациты; 3 — кварцевые кератофиры; 4 — агломераты; 5 — руды; 6 — серицитовые кварциты; 7 — известняки, доломиты; 8 — диоритовые порфириды; 9 — кератофиры; 10 — сланцеватость

ваться в сторону гранитов, а с удалением от них возрастает содержание халькопирита и затем сфалерита.

Руды ряда месторождений содержат арсенопирит, с которым ассоциирует золото. По данным Э. Грипа [30], 25% всех месторождений содержат мышьяка более 0,5%. Наиболее богаты мышьяком Булиден (6,8%), Южный Неслиден (1,6%) и Раккеяур (1,3%). Среднее содержание основных полезных компонентов в рудах месторождений поля Шелефтео следующее: Cu 0,8%, Zn 2,3, Pb 0,2, As 0,8% Au 1,5, Ag 39 г/т. Ф. Викман, Н. Бломквист и другие [383] исследовали изотопный состав свинцов из месторождений Шелефтео, который оказался весьма однородным. Модельный возраст свинцов из руд составляет примерно 2000 млн. лет.

Изотопный состав серы сульфидов 11 месторождений свидетельствует о близости ее метеоритному стандарту ($\sigma^{34}\text{S}$ = от +1,0 до $-3,5\%$). Исключение составляет месторождение Осен, где наблюдается обогащение барита тяжелым изотопом ($\sigma^{34}\text{S}$ = от +10 до $-2,1\%$), а пирита — легким изотопом ($\sigma^{34}\text{S}$ = от +8,4 до $-11,8\%$).

Ряд руд большинства месторождений устанавливаются текстуры и структуры руд, свидетельствующие, во-первых, о первично-седиментогенном механизме их образования и, во-вторых, о наложении на руды процессов метаморфизма. Имеющиеся в распоряжении авторов данные, заимствованные из литературы, а также полученные в ходе наблюдений, проведенных во время месячной командировки в Швецию в 1974 г., позволяют различать массивные, полосчатые, слоистые, брекчиевые и брекчиевидные текстуры руд.

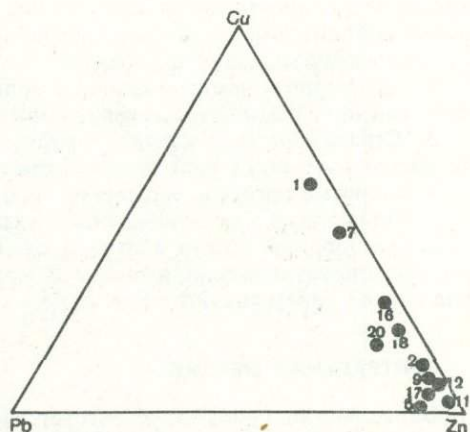
Массивные текстуры характерны для пиритовых, сфалерит-пиритовых, арсенопирит-пиритовых руд и распространены на всех месторождениях.

Полосчатые текстуры большей частью встречаются в сфалерит-пиритовых рудах

Рис. 9. Атомные отношения Pb—Zn—Cu в рудах Шелефтео [301]

Цифры на схеме: 9 — Удден, 18 — Кристенберг, 20 — Ревлиден, 16 — Неслиден, 17 — Раккеяур, 1 — Булиден, 18 — Западный Маурлиден, 11 — Бьюрлиден, 12 — Осен, 2 — Канкберг, 5 — Лонгдал

(например, месторождения Бьюрлиден, Бьюрфорс) и образованы чередованием полос сфалерита и мелкозернистого пирита. Возникновение такой полосчатости связано, скорее всего, с первичным слоистым распределением сульфидов. Последующий метаморфизм привел к некоторому их перераспределению и образованию мелких жилок сфалерита и халькопирита.



Достаточно широко распространены слоистые текстуры руд (месторождения Ревлиден, Удден и др.). В месторождении Ревлиден слоистость обусловлена чередованием слоев тонко- или скрытокристаллического пирита с черными графитистыми сланцами. Очень характерны слоистые текстуры пиритовых и халькопирит-пиритовых руд месторождения Удден. Здесь выдержанная тонкая слоистость, обусловленная чередованием слоев сульфидов с вмещающими сланцами и напоминающая слоистость железистых кварцитов, в кровле горных выработок прослеживается по рудному телу на десятки метров. Для нее характерна мелкая плейчатость. Брекчиевые и брекчиевидные текстуры колчеданных руд отмечаются в месторождениях Булиден, Ревлиден, Удден и др. В месторождении Булиден тонкозернистая арсенопиритовая руда раздроблена и сцементирована переотложенным более крупнозернистым арсенопиритом. В месторождениях Ревлиден, Удден также раздробленная при складчатости колчеданная руда цементируется переотложенными халькопиритом и пиритом.

Преобладают структуры руд зернистые грано-, гетерограно- и порфиробластовые размером зерен 0,01—2 мм. Размеры порфиробласт пирита и арсенопирита достигают 1—1,5 см. В редких случаях отмечаются ориентированные структуры пиритового агрегата, двойникование сфалерита и галенита. Устанавливается нарушение зональной структуры пирита в периферических частях зерен. Д.Т. Рикард и Г. Цвейфель [301] отмечают интересный факт: при травлении пиритовых руд из месторождений Лонгзеле и Неслиден в центральных частях пиритовых зерен обнаруживаются отчетливые реликты глобулярной (оолитовой) и фрамбоидальной структур.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КОЛЧЕДАНЫХ РУД ПОЛЯ ШЕЛЕФТЕО

До последнего времени большинство шведских геологов относительно генезиса колчеданных месторождений рудного поля Шелефтео придерживалось точки зрения связи их с гранитами. На ранних этапах исследований их связывали с древними гранитами Йерн, однако позже геологи пришли к выводу, что месторождения Шелефтео образовались перед фронтом более молодых гранитов Ревсунд [30, 24]. Основными доводами в пользу подобного вывода являются следующие: 1) связь рудных залежей со складчатыми структурами второй фазы складчатости; 2) гидротермальные околорудные изменения вмещающих пород более поздние, чем региональный метаморфизм; 3) зональное распределение металлов вокруг языка гранитов Ревсунд; 4) стадийность рудоотложения [108]; 5) "ярко выраженный характер оруденения и отсутствие очевидного взаимоотношения с эффузивными массивами" [24]. Более поздние исследования, обобщенные в статье Д.Т. Рикарда и Г. Цвейфеля [301], дают возможность иначе рассматривать генезис обсуждаемых месторождений. Названные исследователи считают, что сульфидные месторождения Шелефтео являются стратиформными залежами, возникшими в процессе вулканической деятельности и связанного с ней осадкообразования в вулканической зоне островной дуги. Основной этап рудоотложения приходится на конец вулканической деятельности, но некоторые месторождения (например, Кристенберг) образовались в период активной деятельности вулканов. Источ-

ником металлов, по их мнению, были растворы, поступающие в морской бассейн из вулканических очагов, а часть могла быть выщелочена из вмещающих пород, о чем свидетельствуют следующие факты.

1. Тесная связь месторождений с вулканической серией Маурлиден и приуроченность их к контакту с филлитовой серией или горизонтам осадков.
2. Стратиформный характер рудных залежей, их пластообразная морфология и согласное залегание с первичным напластованием пород.
3. Слоистые текстуры и реликты глобулярных структур руд.
4. Метаморфизм месторождений и участие их в складчатости.
5. Однородный состав изотопов свинца и серы (последний близок метеоритному), что противоречит представлениям о мобилизации этих элементов из осадочных пород под воздействием гранитов Ревсунд.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ШВЕЦИЯ

Большинство сульфидных месторождений Центральной Швеции известно с XVI в. Некоторые из них разрабатывались на серебро (Сала, Кальвбекен, Леводен, Западный Сильвберг, Восточный Сильвберг, Сватвик и Риллсхиттан), другие — на медь (Фалун, Гарпенберг — XIII в.). Позже были открыты месторождения Льюснарсберг (XVII в.), Кальмора (XVIII в.), Кавельторп и Саксбергет (XIX в.). Месторождение Оммеберг известно с XVI в., но горные работы начались только в XIX [57].

Колчеданные месторождения Центральной Швеции расположены среди пород осадочно-вулканогенной (лептитовой) формации свекофенского возраста. Нижняя часть разреза лептитовой формации, согласно П. Гейеру [25], состоит из кислых вулкаников, переслаивающихся с карбонатными и железорудными горизонтами. Кислые вулканики представлены лавами и туфами, известными под названием геллефлинтов и лептитов. Подчиненную роль играют хемогенные осадки: известняки, доломиты, осадочные железные руды (полосчатые железистые кварциты). Кислые вулканики относятся к геллефлинтам или лептитам в зависимости только от степени их метаморфического преобразования и независимо от фациальной принадлежности пород. В геллефлинтах структурные и текстурные изменения пород невелики. Иногда в них сохраняются первичные структуры лав, такие, как сферолитовая, микропойкилитовая, а в пепловых туфах — стекловато-черепковая [347]. Размер зерен основной массы не превышает 0,01—0,03 мм.

К лептитам относятся вулканики, в которых размер зерен основной массы равен 0,03—0,05 мм. Выше этого предела размеров зерен лептиты переходят в лептитовые гнейсы.

По химическому составу лептитов и геллефлинтов различаются натриевые и калиевые разновидности. В центральной и восточной частях района лептиты сопровождаются породами андезитового и дацитового состава (лавы, агломератовые туфы), а западнее месторождения Фалун известны подушечные амфиболиты.

Верхняя осадочная часть разреза лептитовой формации на западе сложена сланцами Грютхюттан — аргиллитовыми, иногда графитсодержащими породами. Несогласно на подстилающих породах залегают конгломераты Эльвесторн.

В центральных и восточных частях Средней Швеции развита осадочная серия Ларсбо-Молар, сложенная плохо отсортированными тонкозернистыми обломочными песчано-глинистыми породами.

Лептитовая формация во время орогенеза смята с образованием сжатых изоклинальных складок с крутым и умеренным наклоном крыльев. Складчатость сопровождалась внедрением древних гранитов (так называемых ургранитов), которые, согласно Н. Магнуссону [56], представляют собой дифференцированную серию от олигоклазовых гранитов до микроклиновых гранитов. В области сульфидных месторождений эти граниты образуют "языки" или мелкие изолированные тела. Внедрению гранитов предшествовало внедрение уралитовых габбро.

Завершающим этапом геологического развития Центральной Швеции было внедрение позднесвекофенских гранитов и образование так называемых венитовых гнейсов по осадочным, вулканогенным породам и древним гранитам.

Согласно Н. Магнуссону [56], сульфидные месторождения Центральной Швеции

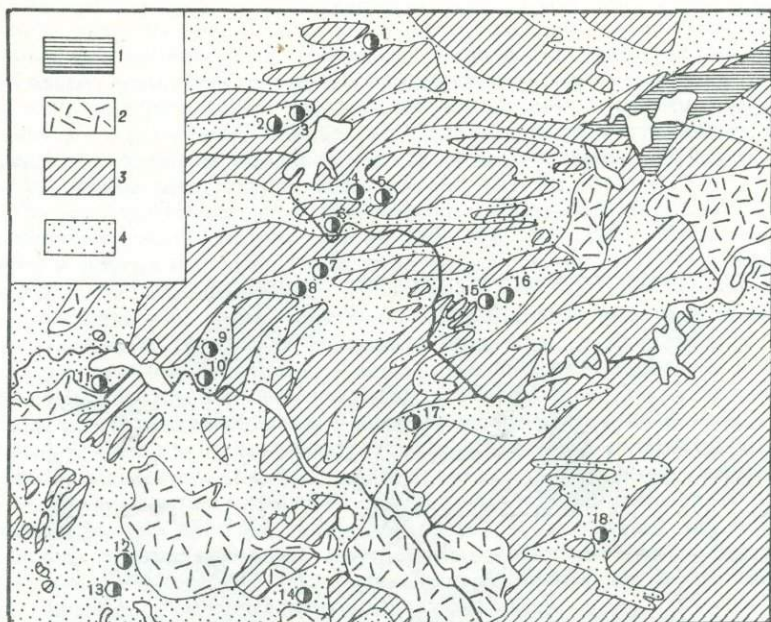


Рис. 10. Схема расположения месторождений типа Фалун [271]

1 — иотнийские песчаники; 2 — поздне Svecofennic граниты; 3 — ранне Svecofennic граниты; 4 — лептитовая формация. Месторождения (цифры на схеме): 1 — Свартваик, 2 — Скиттгруван, 3 — Фалун; 4 — Кальвбекен; 5 — Левозен; 6 — Томтебо; 7, 8 — Восточный Сильвберг; 9, 10 — Западный Сильвберг; 11 — Саксбергет; 12 — Льюснарсберг; 13 — Кавельторп; 14 — Риддархиттан; 15 — Риллехиттан; 16 — Гарпенберг; 17 — Кальмара; 18 — Сала

принадлежат к двум генетическим типам — Фалун и Оммеберг. Первый из них возник в связи с так называемым магнезиальным метасоматозом, обусловленным ранне Svecofennic гранитами, тогда как второй тип связан с процессами палингенеза, в результате которого образовались жилковатые гнейсы и поздне Svecofennic граниты [56]. Г. Коарк [239] придерживается представления о первично эксгальационно-осадочном происхождении руд и последующем их преобразовании при метаморфизме и внедрении гранитов. По этой причине, считает автор, выделение двух типов месторождений не правомочно, так как их различие обусловлено последующими изменениями.

Известно около двадцати месторождений Фалунского типа: Фалун, Гарпенберг, Риллехиттан, Кальвбекен, Скиттгруван, Кавельторп, Сала и др. (рис. 10), часть из которых к настоящему времени выработана. Они располагаются среди вулканогенно-осадочных образований лептитовой формации, прорванных ранее и поздне Svecofennic гранитами. Рудные тела имеют форму крутопадающих согласных "линз, штоков, столбов" [239] и вместе с вмещающими породами нередко рассекаются зонами дробления. Вмещающими руду породами являются расланцованные лептиты, кварциты (рудные кварциты, по Н. Магнуссону) и прослои скарированных известняков.

Рудные кварциты большинством шведских геологов рассматриваются как продукты метасоматического преобразования лептитов в процессе железо-магнезиального метасоматоза [202, 272, 205]. Результатом этого процесса является появление в кварцитах и расланцованных лептитах антофиллита, кордиерита, хлорита, флогопита, граната, ставролита, силлиманита, андалузита. Карбонатные породы превращены в скарны и содержат диопсид, актинолит, гроссуляр, форстерит, гранат.

Рудные тела окружены породами, известными под названием "скеель", состоящими из биотита, хлорита, талька вместе с антофиллитом, жедритом, куммингтонитом, роговой обманкой, альмандином и кордиеритом. Кроме того, аналогичные породы развиваются по трещинам во вмещающих породах. На месторождении Гарпенберг рудные тела расположены в таких скеелях и вся рудоносная зона заполнена узкими зонами этих пород, образующих сложную сеть [56].

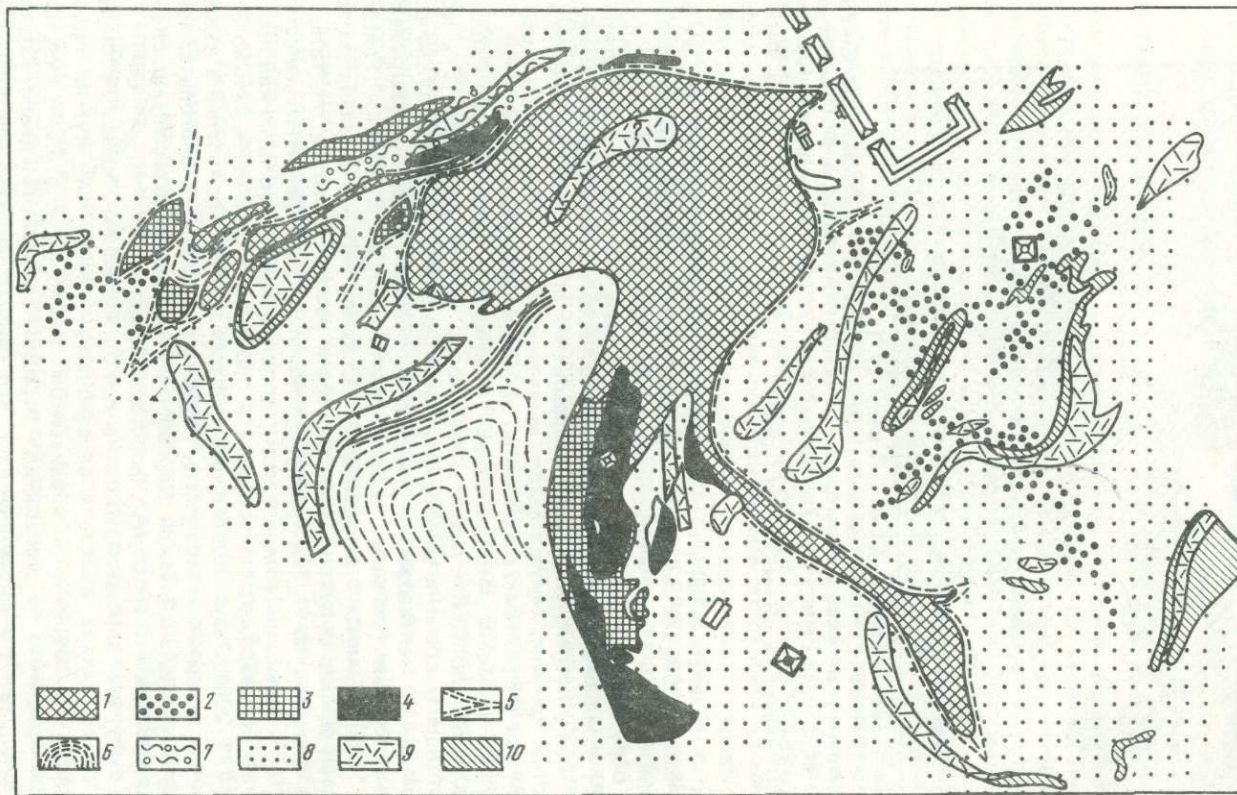


Рис. 11. Месторождение Фалун [239]

1 — колчеданная руда; 2 — медная руда в кварците; 3 — скарн; 4 — известняки и доломиты; 5 — скель; 6 — лептит; 7 — кордиеритсодержащий сланец; 8 — кварцит; 9 — кварцевый порфир; 10 — амфиболит

Наиболее распространенными сульфидами в рудах являются пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, в различных месторождениях находящиеся в разных количественных соотношениях. В небольших количествах встречаются арсенопирит, кубанит, тетраэдрит, валлериит, висмутин, самородные висмут и золото.

Большая часть месторождений разрабатывается на цинк и свинец (Фалун, Гарпенберг, Риллсхиттан, Кальвбекен, Саксбергет, Стольбергские месторождения). Содержание полезных компонентов колеблется в следующих пределах: Zn 2,5—5,2%, Pb 1,5—15, Cu 0,3—1,2%. Кроме того, попутно извлекаются Ag и Au (Фалун).

Наиболее типичным месторождением и широко известным в мировой геологической литературе является месторождение Фалун [56, 279, 239, 69]. Согласно данным Г.-Дж. Коарка и других исследователей, руда залегает в лептитях, смятых в складки и имеющих крутое падение первичного напластования пород (рис. 11). Западнее г. Фалун лептиты представлены преимущественно эффузивными фациями, среди которых выделяются кварцевые порфиры, риодациты, андезиты, амфиболиты с реликтами подушечной текстуры (метаморфизованные диабазы). Восточнее Фалуна лептиты представлены главным образом вулканогенно-осадочными фациями, которые в виде полосы длиной около 12 км прослеживаются в восток—северо-восточном направлении от рудника и г. Фалун. Среди них различаются слюдяные сланцы с порфиробластами кордиерита, железистые кварциты с кордиеритом, антофиллитом, андалузитом, биотитом, альмандином, силлиманитом, прослой карбонатных пород, большей частью скарнированных и содержащих диопсид, актинолит, гроссуляр, форстерит, рудные кварциты.

Рудная залежь в виде согласной крутопадающей штокообразной линзы залегает в кварцитах, отчасти в скарнах (скарнированных известняках) и окружена "скелями". Вместе с вмещающими породами она смята в складки.

Минеральный состав руд представлен преимущественно пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Наблюдается тенденция концентрации сфалерита и галенита в скарнах, халькопирита — в рудных кварцитах, скарнах и зонах дробления, пирита — во всех породах, за исключением зон дробления и скарнов. Г.—Дж. Коарк выделяет три горизонта руд.

В лежачем боку рудной залежи находятся прожилковые колчеданные руды, богатые сфалеритом и галенитом. Выше располагаются массивные колчеданные руды существенно пирротинового состава, которые в свою очередь сменяются колчеданными рудами существенно пиритового состава, обогащенные местами сфалеритом, галенитом, халькопиритом.

Встречаются парагенезисы, содержащие арсенопирит, тетраэдрит, золото, сульфиды висмута, сурьмы и др. Рудные тела вместе с вмещающими породами разбиты зонами дробления мощностью до 30 м, в которых местами концентрируется халькопирит ("скель") [56, 239, 272].

Фалунское месторождение до XIX в. разрабатывалось на медь. Позже наибольшую важность приобрел пирит, а медь, цинк и свинец стали добываться как побочные продукты.

Месторождение Гарпенберг расположено примерно в 50 км к юго-востоку от месторождения Фалун. В форме крутопадающих согласных линз рудные залежи располагаются в рудных кварцитах и слюдяных сланцах у контакта их с карбонатными породами и частью в скарнах [56, 69]. Окружающие породы сложены лептитями с горизонтами мандельштейнов и прорваны древними и молодыми гранитами. Руда сложена галенитом, сфалеритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом. В скарнах находится преимущественно цинковая и свинцовая руда, а в кварцитах преобладает халькопирит. Широко развиты "скели" в виде сложной сетки узких зон, в которых иногда содержатся небольшие рудные скопления.

Характерны так называемые шариковые руды, представляющие собой брекчиевидную руду с округлыми обломками вмещающих пород (шары) в сульфидном цементе.

Несколько западнее Гарпенберга расположено месторождение Риллсхиттан, ныне выработанное. Здесь существенно сфалеритовая руда с небольшим количеством галенита и халькопирита залегает в железорудном диопсид-гранатовом скарне.

Месторождение Саксбергет является одним из крупнейших свинцово-цинковых месторождений этого типа. Оно представлено жилообразным телом массивных руд, сложенных галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и пирротинном. В руде встречаются обломки скарна, рудного кварцита, доломита и пегматита [65]. Южнее этого руд-

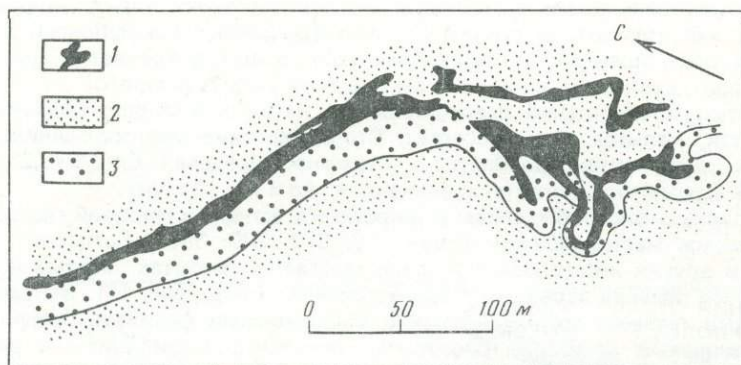


Рис. 12. Геологический план участка Нигруван месторождения Оммеберг (горизонт 350 м) [272]
1 — цинковая руда; 2 — лептит; 3 — скарнодержащие лептиты и скарны

ного тела находятся смятые в складки скарнированные карбонатные породы (доломиты) с диопсидом, тремолитом, антофиллитом, форстеритом, шпинелью, тальком, серпентином, а по периферии — хлоритом, биотитом, роговой обманкой. Скарны также несут сульфидное оруденение. По минеральному составу оно аналогично массивным рудам. Лептиты севернее рудного тела слабо изменены, а к югу от него, у контакта с карбонатными породами, в рудных кварцитах развиты кордиерит, жедрит, альмандин. Скарны и доломитовые руды пересекаются дайками пегматитов.

Месторождение Кальвбекен расположено в 17 км южнее Фалуна. Рудная зона имеет северо-восточное простирание при крутом ($70-80^\circ$) падении пород. В юго-западной части рудного поля преобладают так называемые метаморфизованные диориты [205]. Это серые тонкозернистые породы, часто рассланцованы и состоят из роговой обманки, плагиоклаза, биотита, кварца, реже встречаются эпидот, цоизит, хлорит. Характерны эпидотовые выделения величиной до 30 см. Судя по описанию, диориты могут являться субвулканическими или лавовыми образованиями андезитов. Они окружены лептитами, сменяющимися в северо-восточной части кварцитами с прослоями карбонатных пород, лептиты (доломиты, офиокальцит) метаморфизованы в условиях низкотемпературной субфации альмандин-амфиболитовой фации, по классификации Файфа—Тернера—Ферхугена. Кварциты же метаморфизованы в более широком интервале, начиная от зеленосланцевой фации до силлиманит-альмандиновой субфации альмандин-амфиболитовой фации. Широко развиты процессы кальций-магнезиального метасоматоза, приведшие к образованию скарнов по карбонатным породам с диопсидом, амфиболом, флогопитом, гранатом, кордиеритом, хлоритом, серпентином. В кварцитах появляются силлиманит, андалузит, ставролит, биотит.

На месторождении известно два основных рудных тела и несколько второстепенных, имеющих форму сложных крутопадающих линз. Вмещающими породами являются кварциты с прослоями скарнированных известняков. Руды состоят преимущественно из сфалерита, галенита, меньше из пирита, халькопирита, пирротина. Встречаются арсенопирит, гудmundит и некоторые другие сульфиды. Содержание полезных компонентов в них колеблется в широких пределах: Zn 5,8—24%, Pb 2,2—9,0, Cu 0,21—1,0%, Ag до 200 г/т. Преобладают "шариковые" и массивные руды. Участками в них наблюдаются зоны дробления.

Месторождение Оммеберг находится в центральной части Сермландского района. В центральной части рудной зоны преобладают серые лептиты, характеризующиеся отчетливой полосчатостью (слоистостью), среди которых имеются пласты известняков и скарнов (рис. 12). Серые лептиты рассматриваются Н. Магнуссоном [56] [272] как пелловые туфы. В полосчатых лептитах тонко рассеяны сульфиды (пирротин, сфалерит и галенит), местами образующие значительные концентрации.

Севернее рудоносной зоны развиты однородные красные лептиты, богатые калием. С южной стороны лептиты превращены в гнейсы, мигматиты и прорваны телами пегматитов и гранитов. Внешняя зона мигматизации совпадает с южным пластом известняков, содержащих пирротинovou вкрапленность.

Рудные тела в форме довольно правильных пластов находятся севернее фронта мигматизации. В западной части рудной зоны они смяты в складки и разорваны. Главное рудное тело сложено вкрапленными рудами сфалерита и галенита в тонкополосчатом лептите. У южного контакта этих руд находится скарновая зона с пироксеном, гранатом, роговой обманкой, слюдой. Сульфиды в скарнах представлены пирротинном с небольшой примесью пирита, сфалерита и галенита.

Отмечается увеличение интенсивности оруденения при приближении к фронту мигматизации. Наиболее мощные и богатые рудные тела встречаются в изгибах складок. Наблюдается определенная зональность в распределении сульфидов в руде. Сфалерит располагается ближе к фронту мигматизации, а галенит — в удалении от него.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ШВЕЦИИ

Подавляющая часть шведских геологов рассматривает сульфидные месторождения Центральной Швеции как гидротермально-метасоматические (пирометасоматические), связанные с процессом магнезиального метасоматоза, который обусловлен внедрением раннесвекофенских гранитов на ранних этапах складчатости [56, 272, 205].

В ряде работ, упомянутых выше, П. Гейер показал, что оруденение этого типа постоянно сопровождается метасоматическими изменениями лептитов и превращением их в породы с высоким содержанием магния. Кроме магния, в породы привносились и другие компоненты, в частности железо, кальций. Результатом этого процесса было широкое развитие в лептитах антофиллита, кордиерита, андалузита, хлорита, граната и ряда других кальций-магнезиальных силикатов. Карбонатные породы были преобразованы вначале в доломит и офиокальцит, а затем в скарны. Зоны измененных пород вытянуты преимущественно согласно осям складок, но иногда секут их.

Месторождение Оммеберг, согласно выводам Н. Магнуссона [56, 272], генетически не связано с магнезиальным метасоматозом (хотя образование скарнов и силикатов происходило и здесь), а обусловлено процессами палингенеза, в результате которого образовались жилковатые гнейсы и позднесвекофенские граниты Стокгольмского типа.

В 1962 г. Г. — Дж. Коарк [239] выступил со статьей, в которой месторождения фалунского типа он рассматривает как эксгалационно-осадочные, впоследствии метаморфизованные и переотложенные. В доказательство своей точки зрения он приводит следующее: 1) сульфидные руды образовались до внедрения раннесвекофенских гранитов; 2) руды постоянно приурочены к лептитовой формации и отсутствуют в перекрывающих сланцах; 3) руды метаморфизованы; 4) в полосчатых железистых кварцитах, имеющих вулканогенно-осадочный генезис [271], иногда присутствуют сульфиды.

Магнезиальный метасоматоз и образование кварцитов. Коарк считает результатом воздействия на лептиты субвулканических растворов.

В своей критике гипотезы Г.—Дж. Коарка П. Гейер утверждает, что сульфиды в полосчатых кварцитах эпигенетичны. Метаморфизм же руд трудно обнаружить, хотя, несомненно, они были подвержены деформациям. Продукты же магнезиального метасоматоза при региональном метаморфизме не были метаморфизованы, и это свидетельствует о том, что метасоматические процессы не связаны с субвулканическими процессами.

Вместе с тем связь магнезиального метасоматоза и рудообразования с раннесвекофенскими гранитами представляется проблематичной. Возникает сомнение относительно возможности привноса гранитами такого количества магния, железа и одновременно кремнезема, который шел на образование рудных кварцитов.

Не наблюдается увеличения метасоматических преобразований при приближении к гранитам, как это можно было бы ожидать в случае связи с ними магнезиального метасоматоза. Напротив, между сульфидными залежами и гранитами иногда находятся слабоизмененные или неизмененные лептиты [239]. Сульфидные месторождения никогда не встречаются среди пород серии Ларсбо-Мелар, перекрывающих лептиты, хотя раннесвекофенские граниты прорывают и их.

П. Гейером установлено, что хотя на всех сульфидных месторождениях вмещаю-

щие породы подвержены магнизиальному метасоматозу, в наиболее крупных полях измененных лептитов сульфидное оруденение отсутствует.

Очевидным является факт, что все колчеданно-полиметаллические месторождения Центральной Швеции прежде всего связаны с лептитовой формацией и располагаются постоянно только в ее пределах независимо от наличия или отсутствия раннесвекофенских гранитов. Но среди лептитов присутствуют различные фациальные разновидности пород, пространственно обособляющиеся друг от друга. Анализ литературного материала и сопоставление его со сходными в геологическом отношении районами Карелии и Финляндии показывает, что непосредственно вмещающими породами рудных тел являются не лавовые и пирокластические фации, которые имеются среди лептитов, а вулканогенно-осадочные, представленные кремнистыми осадками (туффитами), прослоями туфов, осадочными кварцитами (рудными кварцитами), полосчатыми железистыми кварцитами и карбонатными породами. Наличие туффитов среди лептитов предполагал Н. Сундиус [347]. Им же среди лептитов были установлены характерные графит-кремнистые конкреции с апатитом. Наличие слоистых туффитов, по химическому составу близких к кварцитам ($\text{SiO}_2 = 70\text{--}72\%$), установлено Г. Хюбнером на месторождении Кальвбекен [205]. Аналогичные слоистые туффиты развиты на месторождении Оммеберг [56].

Залежи массивных руд многих месторождений залегают в так называемых рудных кварцитах у контакта их с карбонатными породами (Фалун, Гарпенберг, Кальвбекен), которые многими шведскими геологами рассматриваются как "вторичные", являющиеся продуктами магнизиального метасоматоза [272]. Происхождение растворов, обусловивших магнизиальный метасоматоз и рудообразование, эти исследователи связывают с внедрением раннесвекофенских гранитов. С этим же процессом они связывают и образование скарнов по карбонатным породам.

Кварциты представляют собой темно- и светло-серые, иногда зеленоватые афанитовые породы, нередко слоистые, существенно кремнистого состава ($\text{SiO}_2 = 74\text{--}82\%$). Содержание MgO в них не превышает 3—3,5%. Кварциты состоят преимущественно из кварца с небольшим содержанием мусковита, биотита, хлорита, кордиерита, граната, ставролита, андалузита и сульфидной вкрапленности. Эти породы образуют пласты и линзы мощностью до 80 м. Установлено, что в участках наименьшего проявления магнизиального метасоматоза кварциты переслаиваются с карбонатными породами [239].

Учитывая все сказанное, а также то, что они (кварциты) часто рассланцованы и превращены в серицит-кварцевые сланцы, содержащие андалузит, антофиллит, кордиерит и другие магнизиальные и железо-магнизиальные силикаты, являющиеся наложенными образованиями, кварциты, по-видимому, можно рассматривать как кремнистые осадки (кремнистые туффиты, отчасти хемогенные кварциты).

Такой парагенезис колчеданно-полиметаллических руд с вулканогенно-осадочными фациями лептитовой формации и среди них с полосчатыми железистыми кварцитами дает основание согласиться с Г.—Дж Коарком, что первоначально руды могли быть эксгальационно-осадочными (вулканогенно-осадочными). Эпигенетичный характер оруденения, околорудные метасоматические преобразования пород могут являться следствием метаморфической регенерации колчеданных руд. По-видимому, также большую роль при этом играли и внедрявшиеся поздние и раннесвекофенские граниты. Пример широкой метаморфической регенерации серноколчеданных месторождений Карелии при региональном метаморфизме может служить косвенным доказательством подобной точки зрения.

При всей предположительности вулканогенно-осадочной природы колчеданно-полиметаллических месторождений и их метаморфической регенерации представляется несомненным факт, что все они были первоначально связаны с древнейшим вулканизмом, продуктом которого является лептитовая формация.

НОРВЕГИЯ

Месторождения колчеданного типа Норвегии сосредоточены в пределах полосы каледонской складчатости и прослеживаются на всем ее протяжении. Насчитывается несколько десятков месторождений и среди них ряд крупных: Лёккен, Гронг, Сулительма, Рёрос и др. Наиболее значительные месторождения (Лёккен, Рёрос, Флёттум, Ворстинген и др.) связаны с вулканогенно-осадочными образованиями так называемой Тронхеймской мульды, занимающей обширный район между Отта-Вога на юго-западе и Гронга на северо-востоке. Она сложена сильно дислоцированными и метаморфизованными осадочными породами и вулканитами базальтового, андезито-базальтового и кератофирирового состава. Среди вулканогенных образований довольно широко развиты лавы с подушечной текстурой. Степень регионального метаморфизма в различных частях района различна и изменяется от зеленосланцевой до высоких ступеней гранатамфиболитовой [374]. Вулканогенно-осадочные образования прорваны пластовыми телами габбро, перидотитами и трондъемитами. Реже встречаются граниты и кварцевые порфиры.

Сульфидные месторождения в данном районе К. Карстенсом [149] разделены на четыре типа: Лексдаль, Рёрос, Рёдхаммер и Флёттум. К собственно колчеданным относятся первые два типа месторождений.

ЛЁКСДАЛЬСКИЙ ТИП

Колчеданные тела месторождений Лёккен, Фосдален, Лёксдаль, Гронг-Скоровасс, Йёрсвик, Юма образуют относительно маломощные, но выдержанные по простиранию линзообразные и пластообразные согласные залежи [149, 374, 108]. Они приурочены к маломощным (несколько метров) горизонтам вулканогенно-осадочных пород, состоящих из хлоридовых, глинистых, графитовых сланцев, кварцитов и яшм с фораминиферами [19], которые, по-видимому, располагаются между лавовыми потоками. Околорудные изменения выражены слабо или отсутствуют. Руды имеют очень плотное сложение и тонкозернистые структуры. Состав их существенно пиритовый, иногда пирротин-пиритовый с небольшим содержанием халькопирита и сфалерита. В случае присутствия пирротина нередки полосчатые текстуры руд.

Характерна ассоциация колчеданных руд с так называемыми черными породами, состоящими из магнетита и хлорита [19].

Наиболее крупным месторождением этого типа является месторождение Лёккен, расположенное в 70 км юго-западнее г. Тронхейм (рис. 13). Район месторождения сложен метаморфизованными вулканитами базальтового, андезито-базальтового и реже кератофирирового состава. Среди последних встречаются подушечные разновидности лав. Интрузивные образования представлены крупнозернистым габбро, встречающимся иногда в кровле рудного тела. Довольно широко развиты осадочные породы — известняки, графитовые и зеленые сланцы, филлиты, аркозовые кварциты и яшмы, к которым приурочены колчеданные руды. Месторождение образовано тремя крупными залежами, имеющими форму уплощенных согласных линз и несколькими мелкими аналогичными рудными телами. Самая крупная залежь имеет длину 2500 при мощности 15—20 м. Характерно, что руда имеет резкий контакт с вмещающими породами и часто переслаивается с графитовыми сланцами и яшмой. Вулканические породы на контакте с рудой окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Эти процессы, по-видимому, связаны с региональным метаморфизмом, затронувшим и руду.

Руда всегда имеет плотное сложение и очень тонкозернистые структуры (размер зерен 0,01—0,1 мм). Она состоит преимущественно из пирита (70—75%) и кварца (12—14%), встречаются халькопирит (6%), сфалерит (2,5%), редко борнит, пирротин, магнетит, кальцит, хлорит. Характерен своеобразный "комковатый" характер руды. Руды несут следы деформаций и метаморфизма. Нередко тонкозернистые колчеданы пересекаются сетью жилков более крупнозернистого колчедана, которые, возможно, возникли путем перетолжения сульфидов при метаморфизме.

Большое количество мелких месторождений подобного типа известны также в округе Гронг в Северной Норвегии. Руды этих месторождений приурочены к горизон-

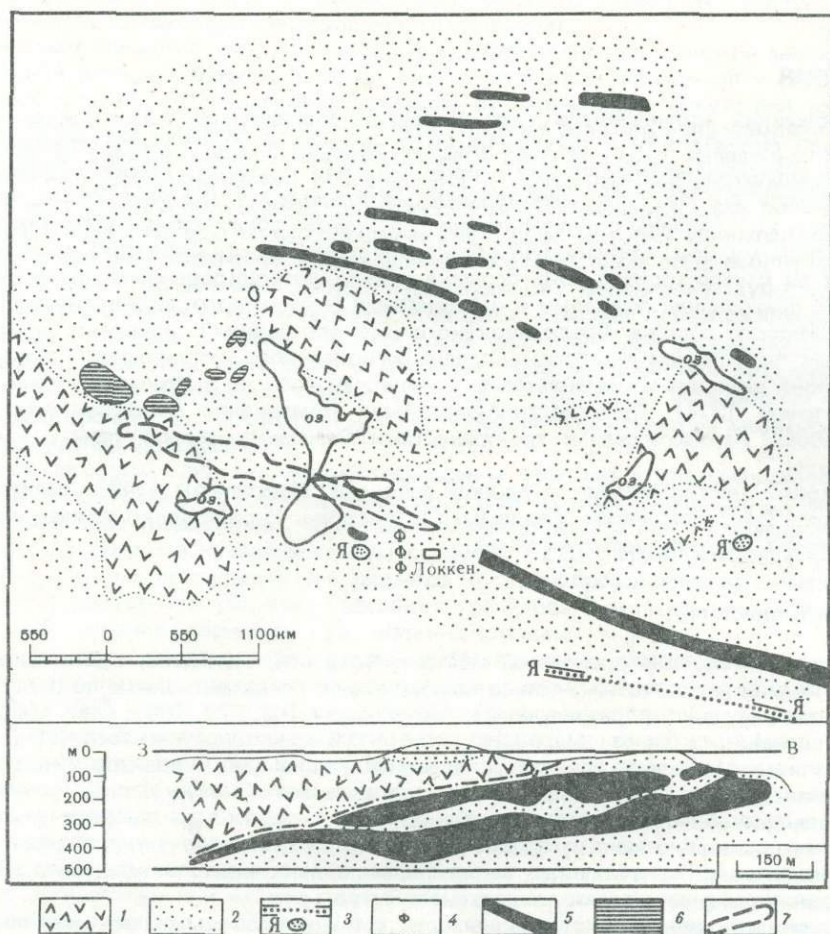


Рис. 13. Схема геологического строения месторождения Леккен [99]

1 — габбро; 2 — зеленокаменные породы; 3 — яшмы и яшмовидные конгломераты; 4 — филлиты; 5 — рудные тела; 6 — кератофиры; 7 — проекция на поверхность скрытого рудного тела

там яшм и кварцитов, которые располагаются между потоками зеленокаменно измененных лав основного состава (спилитов), обнаруживающими местами подушечную текстуру. Пиритовые руды встречаются часто в ассоциации с магнетитовыми кварцитами, с которыми имеют постепенные переходы. Нередко в рудной зоне присутствуют слои кислых туфов и агломератов. Наиболее крупными месторождениями этого района являются Скоровасс, Йёрсвик, Юма, Бьёрказен, Фольдаль.

Согласно данным норвежских геологов, в стратиграфическом разрезе округа Гронг выделяются три части.

Нижняя сложена известковистыми зелеными сланцами с прослоями кварцито-песчаников и мелкими линзами пиритовой руды. Средняя часть разреза представлена зеленокаменно-измененными лавами, переслаивающимися с пирокластами кератофирового и кварц-кератофирового состава. Верхняя часть формации, к которой приурочена главная колчеданная залежь, представляет чередование лав спилито-кератофирового состава. Судя же по приведенному разрезу округа Гронг (см. рис. 14), вулканогенные образования здесь не стратифицированы, а фациально замещают друг друга в направлении с юг-юго-запада (центр вулканизма) на север-северо-восток (удаленные вулканогенно-осадочные фации).

Породы на участке месторождения Скоровасс смяты в пологие складки субмеридионального простирания. Падение пород не превышает 30° . Севернее рудника вул-

каныты прорваны интрузиями габбро и трондьемитами. Месторождение состоит из одного главного рудного тела и нескольких более мелких. Рудная залежь имеет неправильную форму длиной более 150 м, шириной порядка 70 м и мощностью около 40 м. Характерны резкие контакты руд с вмещающими породами и тупое их выклинивание. Вмещающие породы у контакта с рудой хлоритизированы, местами карбонатизированы, оталькованы и серицитизированы. Руда состоит преимущественно из пирита, халькопирита и сфалерита. Иногда встречаются пирротин, магнетит, редко арсенопирит, теннантит, галенит. Наблюдаются полосчатые текстуры руд, обусловленные или чередованием полос различного состава, или разнозернистых полос пирита. Отмечается некоторая зональность в распределении металлов в рудной залежи. Медь находится преимущественно в центральной части рудной залежи, а цинк — на ее периферии. Содержание цинка в руде неравномерное и колеблется от 0 до 20, а меди от 0 до 5%. В северном направлении содержание меди и цинка в руде постепенно падает.

ТИП РЁРОС

К этому типу относятся такие экономически важные для Норвегии месторождения, как Рёрос, Гронг, Юма, Келлен, Сулительма и некоторые другие. Для этого типа месторождений характерна пространственная связь их с интрузиями габбро, что дало основание норвежским геологам говорить об их генетической связи [149]. Колчеданные залежи Рёроса образуют "юго-восточный колчеданный пояс" на периферии района трондьемитовых сланцев. Другие колчеданные залежи того же типа находятся к северу от Рёроса, где расположены месторождения Киллингдаль и Хёели. Рудные тела залегают в слюдястых сланцах, зеленокаменных вулканитах и других сильно хлоритизированных породах около интрузивов габбро, иногда непосредственно в последних. Они имеют форму штоков, жил и пластообразных и изометричных тел, которые часто залегают согласно со сланцеватостью. Все месторождения этого типа подверглись складчатости и метаморфизму. Рудные тела всегда залегают вдоль осей складчатости и образуют полосы длиной до 2500 м, шириной 50—100 м и мощностью 1—4 м. Руды сложены преимущественно пиритом с примесью пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. Кроме того, в них встречаются магнетит, кварц, хлорит, амфибол и кальцит. Содержание меди в рудах колеблется от 1 до 4%, а цинка в более широких пределах. Характерны грубозернистые структуры руд. К этому типу относится известное месторождение Сулительма, расположенное вблизи границы со Швецией в средней части Норвегии. Рудные залежи здесь залегают преимущественно среди зеленокаменных пород (хлоритизированных и альбитизированных вулканитов основного состава), а иногда в габбро-

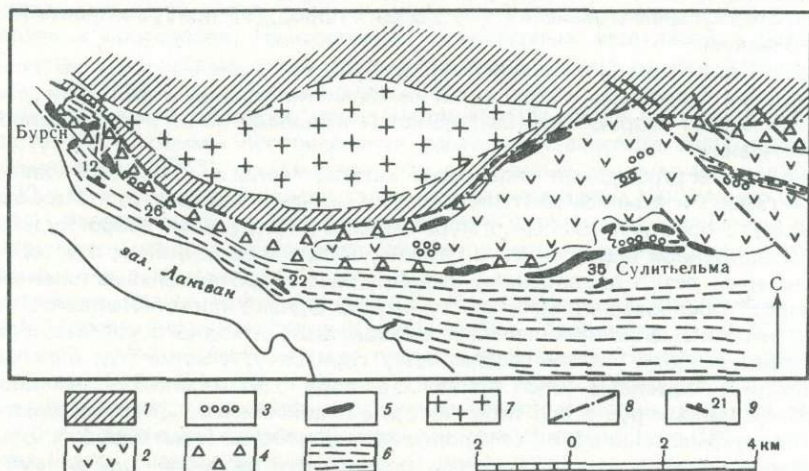


Рис. 14. Геологическая схема района месторождения Сулительма (Норвегия) [288]

1 — сланцеватый комплекс Сулительма; 2 — амфиболиты; 3 — конгломераты; 4 — тектоническая брекчия (по амфиболитам, отчасти кератофирмам); 5 — руда; 6 — сланцеватый комплекс фурулунд, 7 — граниты; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания сланцеватости

идных породах, которые развиты восточнее рудной зоны (рис. 14). Залежи колчедана имеют вытянутую форму длиной до 1 км, шириной в несколько сот метров и мощностью до 14 м. Руды сложены преимущественно кристаллическим пиритом, тонкозернистым халькопиритом и сфалеритом. Некоторые типы руд богаты пирротинном. Содержание меди в рудах составляет в среднем 2,02%, а цинка 1–1,5%.

О ГЕНЕЗИСЕ И МЕТАМОРФИЗМЕ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Вопросы генезиса многих колчеданных месторождений Норвегии являются спорными. Однако Лёксдальский тип колчеданов (тип "васкисс") довольно единодушно признается эксгальационно-осадочным (эксгальационно-биохимическим, по К. Карстенсу) большинством норвежских и других геологов [149, 19, 99, 85]. Основными признаками подобного генезиса руд могут быть следующие.

1. Постоянная приуроченность колчеданных залежей к горизонтам вулканогенно-осадочных пород, располагающимся между лавовыми потоками.
2. Характерная ассоциация колчеданных руд с железистыми кварцитами и синевато-черными кварцитами и постеленные переходы между ними.
3. Отсутствие или слабое проявление окolorудных гидротермальных изменений.
4. Пластовая форма рудных тел и согласное их залегание с вмещающими сланцами.
5. Простой минеральный состав, тонкозернистые структуры руд и их метаморфизм.
6. Слоистые текстуры руд.

Характерно, что часто в рудной зоне наряду с вулканогенно-осадочными породами присутствуют туфы и агломераты кислого (кварц-кератофирового) состава, что дало Х. Офтедалю [288] основание связывать образование колчеданов с кислыми породами.

При описании месторождения Лёккен К. Карстенс [149] указывает, что оно образовалось более сложным путем. Он выделяет два генетических типа колчеданного оруденения: 1) сингенетичный тип ("васкисс") существенно пиритовый с небольшим содержанием пирротина и кварца; 2) эпигенетичный тип руды ("гангкис") со значительным содержанием халькопирита и сфалерита.

Для другого подобного типа месторождения Скоровасс, как указывает Т. Гельсвик, имеются признаки как эксгальационно-осадочного, так и гидротермального генезиса. В пользу первого предположения свидетельствуют ассоциация руд с кварцитами, слоистые текстуры руд, согласное залегание колчеданных залежей. В то же время много признаков гидротермального происхождения колчеданов. Автор среди них отмечает такие: 1) неправильная форма рудных тел; 2) наличие в руде реликтов вмещающих пород, резкое выклинивание; 3) зональное распределение металлов в рудном теле; 4) окolorудные гидротермальные изменения вмещающих пород; 5) приуроченность к эффузивам, а не к осадкам.

В результате формационного анализа по литературным данным осадочно-вулканогенных образований Норвегии, с которыми связаны колчеданные месторождения Лёксдальского типа, Л.Н. Формозова [99] приходит к выводу об их вулканогенно-осадочном происхождении.

Колчеданные месторождения типа Рёрос многие геологи [149, 108] связывают с интрузиями габбро и приписывают им гидротермальный генезис. Для этих месторождений характерна пространственная приуроченность к интрузиям габбро. Руды залегают или в непосредственной близости от интрузии у нижнего ее контакта, или же в них самих. Характерны резко проявленные окolorудные гидротермальные изменения вмещающих пород, крупнозернистые структуры руд. Однако постоянная связь колчеданных руд с зеленокаменно-измененными вулканитами основного состава, приуроченность к определенному стратиграфическому горизонту, участие руд в складчатости дало основание Х. Офтедалю [288] прийти к выводу о возможном эксгальационно-осадочном происхождении руд этого типа, которые отложились вокруг подводного вулкана. Их же гидротермальный облик обусловлен складчатостью и метаморфизмом.

Колчеданные месторождения Норвегии подверглись интенсивному динамотермальному метаморфизму в условиях, изменяющихся от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой фаций [374].

В процессе метаморфизма руды были перекристаллизованы, деформированы и

частично переотложены. При складчатых деформациях руд в результате выжимания обломков вмещающих пород в более пластичную сульфидную рудную массу возникли своеобразные псевдобрекчии. На более высоких ступенях метаморфизма происходило образование грубозернистых жил пегматоидного облика или неправильной формы образований, сложенных сульфидами с кварцем, благодаря процессам мобилизации и, возможно, частичного расплавления.

Обзор литературного материала позволяет сделать следующие выводы.

1. Все колчеданные месторождения Норвегии связаны с вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями области каледонской складчатости.
2. Выделяются вулканогенно-осадочный и гидротермальный типы оруденения. Имеются месторождения, где сочетаются оба эти типа рудообразования.
3. Колчеданные месторождения метаморфизованы в условиях, изменяющихся от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой фаций динамотермального метаморфизма, что привело к частичной метаморфической регенерации месторождений.

Глава 3

КАНАДА

Большая часть территории Канады занята огромной Северо-Американской платформой, докембрийское складчатое основание которой обнажается на площади около 7 млн. км², образуя крупнейший на земном шаре Канадский щит. На юге платформа уходит в пределы США, на юго-востоке и западе окаймляется складчатыми системами Аппалачей и Кордильер, а на севере — Иннуитской складчатой областью, занимающей острова Арктического архипелага. Многочисленные колчеданные месторождения Канады располагаются в основном вдоль южных границ Канадского щита, а также в пределах Аппалачей и Кордильер (рис. 15). По данным Д.Ф. Сангстера [316], колчеданные месторождения дают 1/3 всей продукции цветных металлов Канады.

КАНАДСКИЙ ЩИТ

Канадский щит, занимающий почти половину территории страны, приблизительно на 80% состоит из сложнопостроенных гранит-гнейсовых комплексов, в промежутках между которыми сохранились участки менее измененных вулканогенных и осадочных пород архея и протерозоя. На основании структурных несогласий в развитии древнейших складчатых систем территория щита подразделена на ряд провинций и субпровинций. Это подразделение в конце 60-х гг. было подкреплено массовыми определениями изотопного возраста, проводившимися по сетке на всей площади Канадского щита. Гистограммы распределения изотопного возраста слюды из гранито-гнейсовых комплексов [343] показывают, что отчетливые максимумы падают на 2480, 1735, 1370 и 955 млн. лет. В соответствии с этим в развитии Канадского щита выделяются четыре орогенических эпохи: Кеноранскую, Гудзонскую, Элсонскую и Гренвиллскую. Отложения, сформировавшиеся до Кеноранской орогении, относятся к архею, все остальные — к разным отделам протерозоя.

Подавляющее большинство колчеданных месторождений приурочено к западной части самой древней из структурных провинций — провинции оз. Верхнего, а также примыкающей к ней на северо-западе провинции Черчилл. Наиболее характерной чертой этой части Канадского щита является наличие ряда субширотных зеленокаменных поясов, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями позднего архея и разделенных более древними гранито-гнейсовыми комплексами (рис. 16).

Нижнюю часть разреза зеленокаменных поясов слагают вулканогенные образования, чаще всего объединяющиеся под названием серии Киватин. Они представлены эффузивами и пирокластами основного и ультраосновного (65%), среднего (25%) и кремнекислого (10%) состава. Снизу вверх по разрезу наблюдается постепенное повышение кремнекислотности пород и увеличение эксплозивного индекса. Кроме того, снизу вверх по разрезу наблюдается смена толеитовых серий известково-щелочными

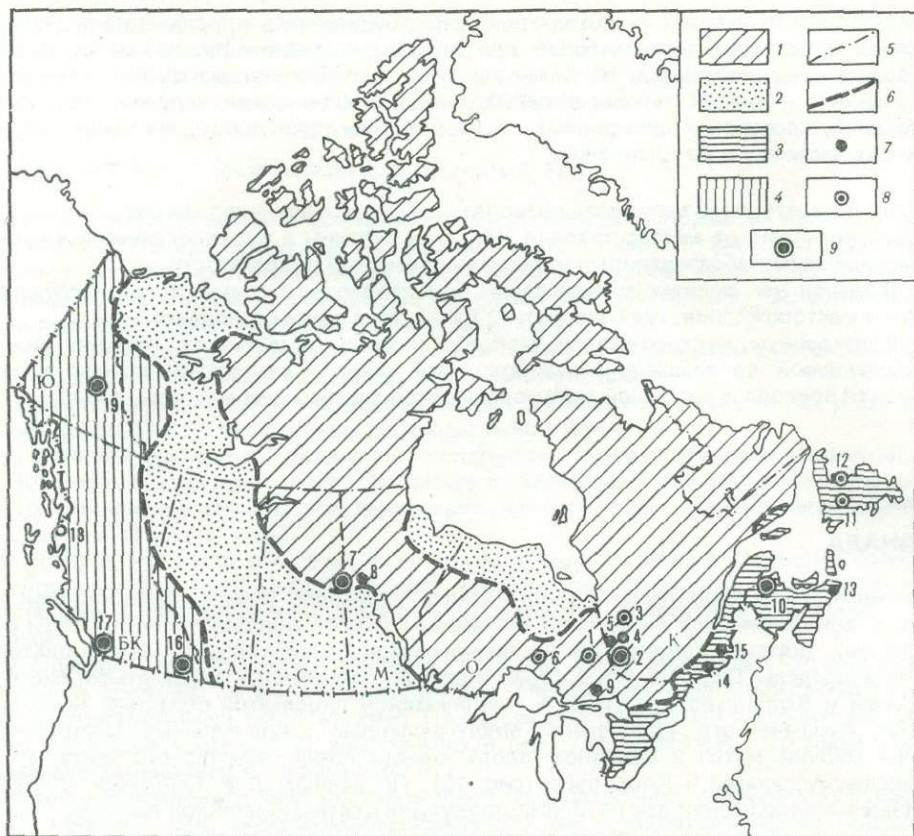


Рис. 15. Схема размещения колчеданных месторождений Канады

1 — Канадский щит и Иннуитская складчатая область; 2 — платформенный чехол; 3 — Аппалачи; 4 — Кордильеры; 5 — границы административных провинций (буквы на схеме): К — Квебек; О — Онтарио; М — Манитоба; С — Саскачеван; А — Альберта; БК — Британская Колумбия; Ю — Юкон; 6 — границы основных структурных единиц; 7-9 — колчеданные месторождения и рудные поля: 7 — менее 15 млн. т руды; 8 — 15-50 млн. т руды; 9 — более 50 млн. т руды. Цифры на схеме: 1 — рудное поле Тимминс, 2 — рудное поле Норанда, 3 — рудное поле Матагами, 4 — месторождение Пуарье, 5 — месторождение Норметал, 6 — рудное поле Манитоуэдж, 7 — рудный район Флин-Флон, 8 — рудное поле Сноу-Лейк, 9 — рудное поле Седбери, 10 — рудный район Батерст-Ньюкасл, 11 — месторождение Баченс, 12 — месторождения Северного Ньюфаундленда, 13 — месторождение Стерлинг, 14 — группа месторождений к юго-западу от г. Шербрук, 15 — группа месторождений к северо-востоку от г. Шербрук, 16 — месторождение Салливан, 17 — месторождение Британия, 18 — месторождение Хиддн-Крик, 19 — рудное поле Энвил

и щелочными [187]. Кремнекислые эффузивы и пирокласты не имеют непрерывного развития, а образуют мощные локальные скопления до 40 км в диаметре, интерпретируемые как остатки древних стратовулканов. Для вулканических пород основного состава в целом характерны преобладание натрия среди щелочей, слабая окисленность железа и повышенная магнезиальность [62]. В основании некоторых разрезов отмечаются коматикты. Накопление вулканитов сопровождалось внедрением многочисленных субвулканических тел того же состава.

Киватинские вулканиты с перерывом, а местами с угловым несогласием перекрываются группой Тимискаминг, сложенной граувакками, глинистыми сланцами, конгломератами, а также эффузивами и туфами трахитового состава. По данным Дж. Кука и П. Мурхауза [11], наиболее поздние вулканиты имеют резко выраженный щелочной характер и содержат лейцит. Разрез группы Тимискаминг не выдержан по простираению, что может свидетельствовать о накоплении ее в структурных депрессиях за счет размыва подстилающих вулканитов и более древних гранито-гнейсов. Так же неравно-

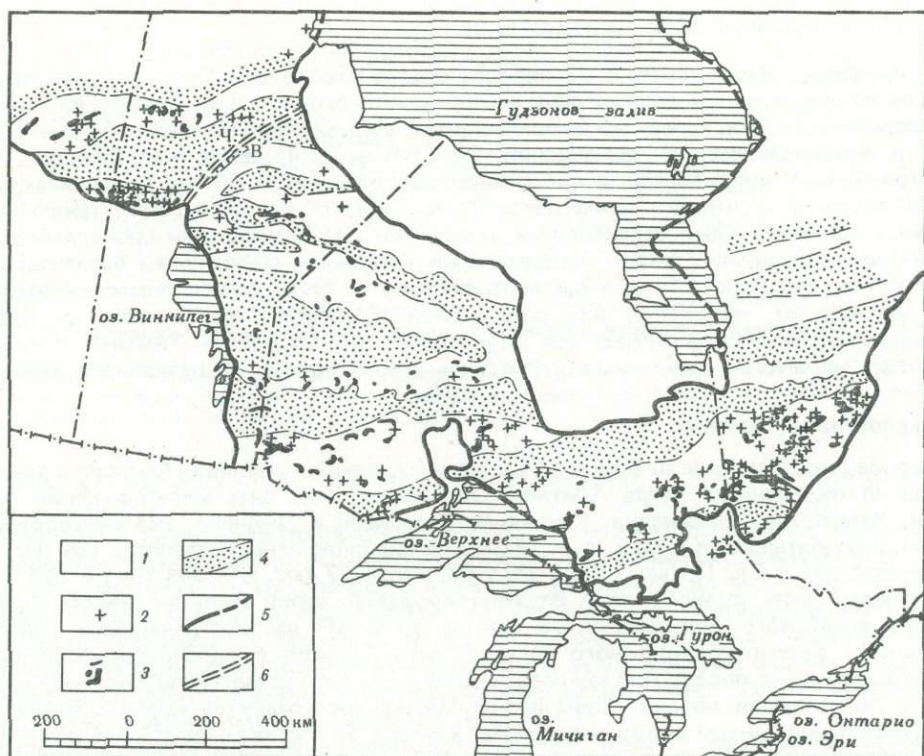


Рис. 16. Размещение медно-цинковых месторождений в архейских вулканических поясах [246]
 1 — зеленокаменные пояса; 2 — медно-цинковые месторождения и рудопроявления; 3 — кислые вулканические породы; 4 — метаморфические и гранитные породы; 5 — границы распространения архейских образований; 6 — граница провинций оз. Верхнего (В) и Черчилл (Ч)

мерно по латерали распространены и эффузивные породы, с которыми связаны интрузии сиенитов. Существует мнение, что вулканиты Киватин и породы группы Тимискаминг частично являются латеральными эквивалентами и представляют единый осадочно-вулканогенный цикл, так как в ряде мест отмечается их сложное фациальное замещение и переслаивание [208].

Общая мощность архейских образований составляет не менее 17 км. Они прорваны многочисленными ультраосновными интрузиями, приуроченными к краевым частям зеленокаменных поясов и трассирующими зоны глубинных разломов [49], а также гранитоидами Кеноранского орогенического цикла (2480 млн. лет). Кроме того, в разрезе отмечаются многочисленные дайки диабазов, для которых определено девять циклов внедрения в возрастном интервале от 2,2 до 1 млрд. лет.

Все описанные отложения изменены в условиях зеленосланцевой или низких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма, причем хорошая сохранность первичных текстурно-структурных особенностей пород свидетельствует об отсутствии более интенсивных предшествующих преобразований.

Архейские зеленокаменные пояса характеризуются сложным внутренним строением. На фоне общей синклинойной структуры отмечаются антиклинали и синклинали более высоких порядков. На линейные прямые, наклонные и опрокинутые складки наложены локально развитые куполовидные и чашеобразные структуры [62].

Колчеданные месторождения тяготеют к участкам развития кремнекислых вулканитов в зеленокаменных поясах (см. рис. 17). Нами рассматриваются наиболее крупные из них, расположенные в пределах поясов Абитиби-Вава, к востоку от оз. Верхнего и Амиск, в провинции Черчилл, к северу от оз. Виннипег.

Существенно иное геологическое положение имеют месторождения района Седбери, также описанные в разделе.

В пределах самого южного и наиболее обширного из архейских зеленокаменных поясов сохранились многочисленные центры основного и кремнекислого вулканизма, представленные мощными нагромождениями вулканогенных, вулканогенно-осадочных и субвулканических образований. По данным А. Гудвина и Р. Ридлера [187], стратовулканы группируются в две полосы шириной около 80 км, протягивающихся вдоль северной и южной границ пояса. Средняя часть пояса шириной также 80 км сложена однообразными толеитовыми базальтами с маломощными прослоями тонкозернистых обломочных пород, прорванными крупными гранитными батолитами. На этом основании пояс Абитибид рассматривается как билатерально-симметричный ороген, возникший, возможно, при раздвигании архейских кристаллических блоков.

Пояс Абитибид-Вава включает два крупнейших рудных узла — Тимминс и Норанда, а также множество одиночных колчеданных месторождений различного масштаба.

Рудное поле Тимминс

Рудное поле Тимминс находится у восточной границы провинции Онтарио и занимает западную оконечность пояса Абитибид. Оно насчитывает пять месторождений: Кидд-Крик, Кам-Котиа, Джемиланд, Канейдиен Джемисон и Дженекс. Все месторождения начали разрабатываться в 60-х гг. К 1970 г. из них было извлечено около 184 тыс. т Cu, более 650 тыс. т Zn, 12 тыс. т Pb, 2400 т Cd, около 27 тыс. т S, 944 т Ag и 138 кг Au.

Большая часть рудного поля сложена породами серии Киватин, накопившимися вблизи архейского вулканического центра. Наиболее распространенными являются вулканиды андезито-базальтового состава, чередующиеся с прослоями осадочных и пирокластических пород. Пиллоу-лавы с амигдалоидной структурой образуют ограниченные по площади потоки. Зоны преимущественного развития кислого вулканизма отмечают собой центры вулканической активности, на что указывают большие объемы грубообломочных вулканических брекчий. Они накапливаются в верхней части вулканогенного разреза и перекрываются пачкой осадочных пород мощностью около 30 м, в которой присутствуют отдельные прослои туфов, фиксирующих последние стадии вулканизма.

Вулканические толщи пронизаны рвущими телами кварцевых и полевошпатовых порфиров, на субвулканическую (эпизональную) природу которых, по мнению изучавших их исследователей, указывают миаролитовые пустоты, порфировые и гранофиоровые структуры, резкие вариации текстурных особенностей, закаленные краевые зоны. Кроме того, породы прорваны многочисленными телами крупнозернистых габбро и гранодиоритов. Структуры характеризуются крутыми углами падения вулканических и осадочных образований и многочисленными разломами север-северо-западного направления, наследуемыми дайками диабазов.

Все известные колчеданные месторождения залегают в стратиграфически единой зоне кислых вулканогенных пород, причем четыре месторождения принадлежат, по видимому, одной вулканической постройке (рис. 17), а пятое (Кидд-Крик) располагается в околожерловой зоне другого центра извержения. Минерализация во всех случаях состоит почти полностью из пирита с небольшим количеством пирротина, халькопирита и сфалерита. На месторождении Кидд-Крик присутствует также галенит. Сульфиды образуют массивные тела либо кварц-сульфидные штокверки.

Месторождение Кидд-Крик является самым крупным в рудном поле Тимминс и крупнейшим на Канадском щите. Открытое в 1963 г., оно начало разрабатываться с 1966 г. и за это время дало около 30 млн. т руды, содержащей Cu 1,5 и Zn 9,8%. На начало 1976 г. разведанные запасы до глубины 840 м составляли 81 млн. т руды, содержащей Cu 2,66%, Zn 9,66%, Pb 0,4% и Ag 79,6 г/т [7]. Помимо указанных металлов, месторождение является также крупным поставщиком Cd. В настоящее время установлено, что на глубине 1300 м оруденение еще не заканчивается.

Месторождение залегают внутри округлой в плане зоны брекчированных липаритов и их туфов, окруженной вулканидами основного состава.

Среди рудовмещающих риолитов выделяют обломочные и массивные разновидности, причем последние часто имеют рвущие контакты и представляют собой субвулканические и экструзивные тела [377]. Размеры обломков в обломочных риолитах

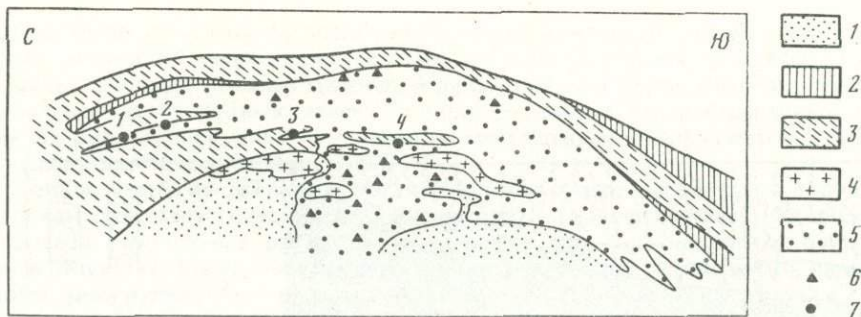


Рис. 17. Схематический продольный разрез рудовмещающего комплекса рудного поля Тимминс [297]

1 — габбро; 2 — осадочные породы; 3 — основные вулканиты; 4 — порфиры; 5 — кислые вулканы; 6 — вулканические брекчии; 7 — колчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 - Кам-Котиа, 2 — Джеймиленд, 3 — Канейдиен, Джемисон, 4 — Дженекс

варьируют от 1 м до 2—3 мм, что также свидетельствует о близости центра извержения.

Характерной литологической разновидностью разреза месторождения является углисто-аргиллитовый горизонт мощностью до 40 м, включающий сложную ассоциацию пород от углисто-глинистых сланцев и углистых роговиков до мелкозернистых обломочных пород, представляющих собой продукт размыва и переотложения рудовмещающих вулканитов и сульфидных руд. Углисто-аргиллитовый горизонт перекрывается безрудными липаритовыми брекчиями, выше которых залегают подушечные андезито-базальты. Породы прорваны сложно ветвящимися телами метадиабазов и интрузиями измененных ультрабазитов (рис. 18).

В пределах месторождения липаритовые брекчии имеют север—северо-восточное простирание и запрокинутое к востоку падение под углами 70—80°. Структура осложнена линейными складками восток—юго-восточного простирания и мелкой складчатостью более высоких порядков с различным направлением осей. В районы месторождения проходят две крупные зоны разломов меридионального и северо-западного простирания. В пределах этих зон, имеющих мощность 20 и 30 м, породы интенсивно перетерты и превращены в однородные сланцы.

Два согласных рудных тела, сильно вытянутых по падению, залегают вдоль контакта риолитовых брекчий и углисто-аргиллитового горизонта. На месторождении выделяется три морфологических разновидности руд: полосчатые, брекчиевидные и прожилковые.

Полосчатые руды залегают преимущественно в верхней части рудных тел. Они представляют собой пример ритмичной слоистости в мономинеральных (чаще всего пиритных) сульфидных слоях. Слои мощностью в несколько десятков сантиметров состоят из угловатых зерен сульфида в карбонатной матрице. Внутренняя градационная слоистость каждого слоя является результатом дифференцированного отложения сульфидных обломков [316]. Слоистые руды могут содержать тонкие прослои липаритовых туфов или залегают в виде прослоев в туфовой толще. Полосчатость в руде обычно параллельна контакту, но иногда обнаруживает более напряженную внутреннюю складчатость.

Брекчиевидные руды слагают основания рудных залежей. Они состоят из блоков массивных пирит-сфалеритовых руд, перемежающихся с блоками вмещающих вулканитов. Размеры отдельных блоков достигают 10 м, окатанность и сортировка их широко варьируют.

Наконец, прожилковые руды залегают в отдельных зонах в подошве рудных тел. Они состоят из неправильных ветвящихся прожилков сульфидов (преимущественно халькопирита), пронизывающих измененные липаритовые брекчии.

Главные рудные минералы — пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и пирротин. В северном рудном теле широко представлены такие серебросодержащие минералы, как акантит, тетраэдрит, теннантит, штроейерит, стефанит, пираргирит и пирсеит. В небольшом количестве встречаются борнит, дигенит, халькозин, станнин, касситерит.

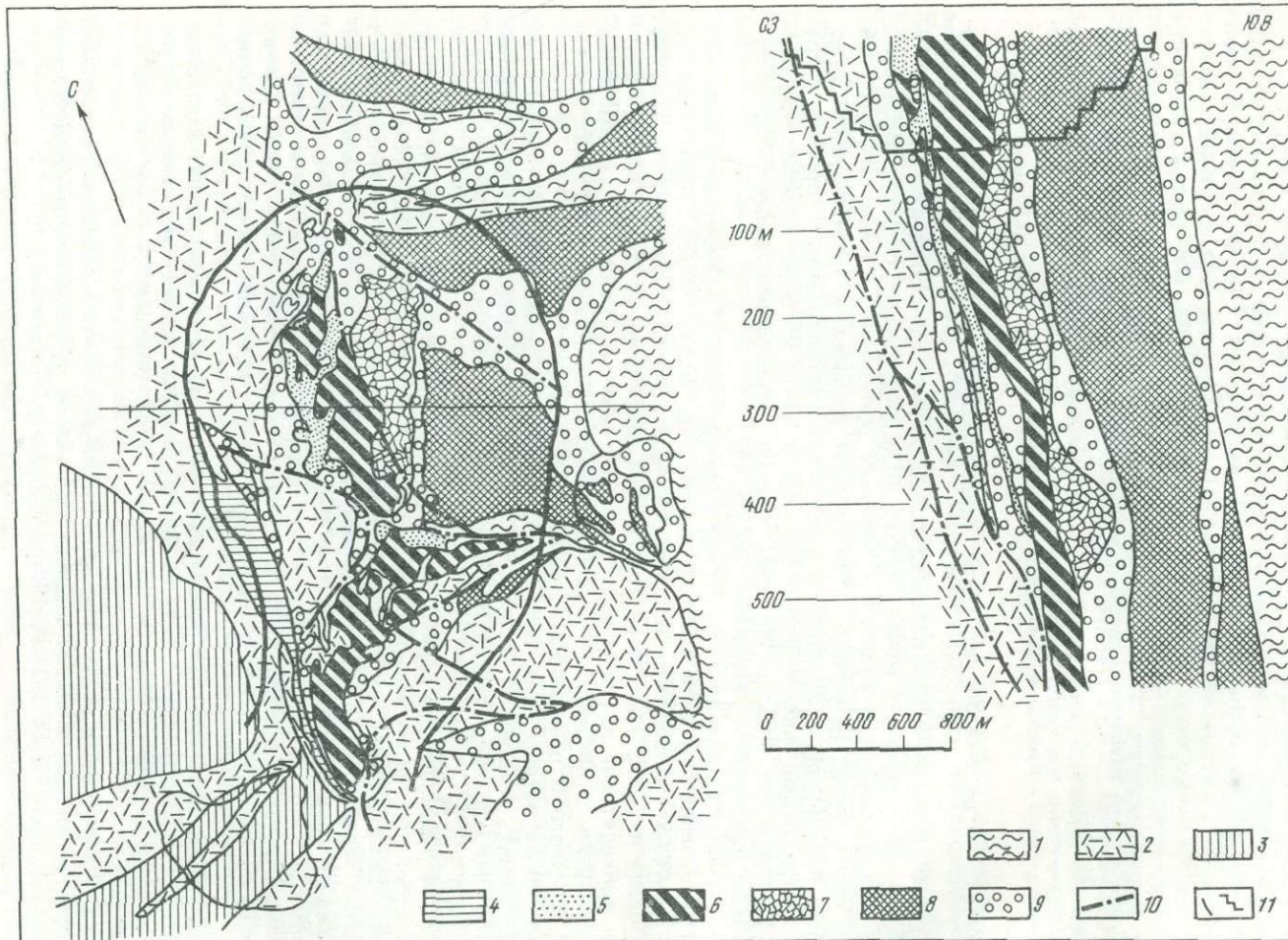


Рис. 18. Месторождение Кидд-Крик, план и разрез [377]

1 — измененные ультрабазиты; 2 — андезит-базальты; 3 — дациты; 4 — кварцевые порфиры; 5 — углисто-глинистый горизонт; 6 — массивные, слоистые и брекчиевые руды; 7 — халькопиритовые прожилковые руды; 8 — массивные риолиты; 9 — брекчии риолитов; 10 — разрывные нарушения; 11 — контуры карьера

Как уже было отмечено, распределение рудных минералов подчиняется определенной закономерности: халькопирит тяготеет к подошве рудных тел, образуя прожилковые руды, а иногда и линзы массивной руды в их основании, сфалерит преобладает в центральной части рудных залежей, пирит — самый распространенный минерал полосчатых руд. Околорудные изменения на месторождении выражаются в окварцевании и последующей серицитизации [203].

Р.Р. Уолкер и другие [377] считают, что наличие прожилковых руд в подошве рудных залежей свидетельствует о том, что массивные руды отлагались над фумаролой, поставившей рудоносные растворы на морское дно. Брекчирование руды происходило в результате нарушения процессов рудообразования эксплозиями, связанными с продолжением вулканической деятельности.

Месторождение **Кам-Котиа** было первым, обнаруженным в рудном поле. Дважды, в 1926—1928 и в 1941—1944 гг. на руднике начиналась и прекращалась разработка руды. В 1961 г. месторождение было доразведано и передано в эксплуатацию. Рудное тело состоит из многочисленных параллельных линз, погружающихся к северо-востоку под углом около 30° . Нижние линзы сложены массивными сульфидами, верхние — представляют собой прожилковую зону. Рудные минералы, изучавшиеся С.А. Фергюсоном [175], представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, пирротинном и магнетитом; среди жильных преобладают хлорит, серицит, кварц и карбонат. В общих чертах медная минерализация сконцентрирована в верхней зоне, цинковая — в нижней. Отмечая эти особенности, исследователи не исключают возможности перевернутого залегания месторождения. Зона хлорит-серицитовых изменений окружает рудные линзы. Андезитовые дайки секут рудные тела и околорудные метасоматиты.

Месторождение **Джемиланд** расположено в 1200 м к юго-востоку от Кам-Котиа в той же зоне кислых вулканитов. Месторождение содержит десять рудных линз, погружающихся под углом 30° к юго-востоку. Каждая линза имеет длину 100—120 м при средней мощности 8 м. Общая протяженность рудной зоны месторождения 500 м, мощность около 70 м. Она приурочена к контакту брекчированных андезитовых лав и туфов с вышележащими кислыми вулканитами. Как и в Кам-Котиа, прожилковое медное оруденение концентрируется в висячем боку, а массивные цинковые руды — в лежачем. Здесь также предполагается перевернутое залегание месторождения. Между рудниками Кам-Котиа и Джамеланд в том же стратиграфическом горизонте присутствуют несколько залежей не минерализованных массивных пиритов.

Месторождение **Канейдиен Джемисон** также состоит из множества мелких линз, локализованных вдоль контакта андезито-дацитовых лав с липаритами. Серицитизированные породы, залегающие в околорудной зоне, содержат обильный пирит. Большинство рудных линз приурочено к осевым частям мелких складок.

Месторождение **Дженекс** приурочено к прижерловой зоне вулканической постройки, на флангах которой залегают рудные тела трех предыдущих месторождений. Оно представляет собой грубообломочную вулканическую брекчию кислого состава, цементом для которой служат халькопирит, сфалерит и пирит в разных пропорциях.

Рудное поле Норанда

Месторождения группы Норанда располагаются в 180 км к восток—юго-востоку от Тимминса в провинции Квебек. Начиная с 1927 г. и по настоящее время, они служат важным источником руд цветных металлов. Общие запасы восьми основных месторождений Норанды (Хорн, Олдермак, Амулет, Уайт, Квемонт, Вест-Макдональд, Воз и Лейко-Дюфо) составляют 215 млн. т руды, содержащей 1,9 млн. т Cu , 1,2 млн. т Zn , 47,5 т Au , 84 т Ag , 2,5 млн. т S , а также существенное количество Se и Te . К настоящему времени в рудном поле добыто 250 т Au и 1,1 млн. т Cu [62].

В общих чертах территория рудного поля Норанда имеет форму неправильного овала диаметром 40—50 км. Она сложена вулканическими породами группы Блек-Ривер (верхняя часть серии Киватин), характеризующимися следующим строением (снизу вверх).

1. Базальтовые, андезитовые и дацитовые лавы и соответствующие пирокластические породы. Серия включает массивные и миндалекаменные лавы, поточные брекчии, интрузивные диориты и немного липаритовых потоков. Мощность 3,5—7 км.

2. Риолитовые лавы и брекчии с примесью мафического материала, постепенно

Таблица 1

Средние химические составы (в вес. %) вулканитов Блек-Ривер [187]

Порода	Число проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
Ультрабазит	9	41,7	4,1	4,1	5,5	29,1	4,5
Базальт	323	49,5	15,2	2,5	8,1	6,1	8,5
Андезит	246	54,3	16,2	2,1	6,3	4,3	6,1
Дациит	64	68,1	14,5	0,8	3,7	1,4	2,4
Липарит	50	74,2	13,1	0,8	2,4	0,8	0,9

Таблица 1 (окончание)

Порода	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CO ₂	H ₂ O
Ультрабазит	1,0	0,05	0,31	0,02	0,16	0,10	7,90
Базальт	2,8	0,4	1,23	0,14	0,20	0,98	3,46
Андезит	3,9	0,8	1,14	0,17	0,17	0,91	3,00
Дациит	4,2	1,1	0,55	0,11	0,12	0,73	1,64
Липарит	3,9	1,6	0,30	0,08	0,07	0,24	1,42

исчезающие вверх по разрезу. Лавобрекчии состоят из угловатых и полуугловатых обломков липаритов размером 2,5–50 см и липаритовой связующей массы. Мощность 1,5–3 км.

3. Подводные вулканиты с мощными толщами толеитовых лав в основании и обширными покровами флюидалных риолитов в верхней части. Мощность 1,2–1,7 км.

К. Спенс [337] различает пять периодов кислого вулканизма в процессе накопления этой толщи, причем колчеданное рудообразование связывается с третьим и отчасти с четвертым периодом. Продукты вулканизма почти полностью представлены лавовыми фациями, и по ряду признаков [337] извергались в глубоководных условиях.

У. Роско [304] приводит следующие данные по содержанию основных породообразующих элементов в вулканитах Блек-Ривер (табл. 1).

Возраст формации Блек-Ривер, установленный по изотопам свинца, составляет 2,9 млрд. лет.

Породы группы Блек-Ривер перекрываются граувакками, сланцами и конгломератами группы Кадиллак, приблизительно соответствующей по возрасту группе Тимискаминг [11]. Аргиллито-песчанистые граувакки с градационной, а местами косою слоистостью залегают непосредственно на вулканитах Блек-Ривер. По-видимому, они начали формироваться до завершения вулканизма. Мощность отложенной группы Кадиллак составляет 700–2000 м. Небольшой, широко вытянутый участок в юго-западной части рудного поля сложен протерозойскими породами, относящимися к формации Кобальт.

В центральной части рудного поля вулканиты интродуцированы двумя крупными телами гранитов и гранодиоритов и более мелкими штоками диоритов, сиенит-порфилов и габбро. Местами отмечаются также неправильные дайки метадиабазов, возможно, представляющие собой субвулканы. Складчатые структуры района характеризуются наличием одной широтной антиклинали с пологим падением крыльев и двух смежных синклиналей. Крупные складки осложнены мелкой складчатостью, параллельной осям основных структур и многочисленными разломами. Породы слабо изменены в условиях низких ступеней зеленосланцевого метаморфизма [337].

Колчеданные месторождения рудного поля Норанда имеют линзовидную, куполообразную или эллипсоидную форму, причем длинная их ось вытянута согласно напластованию вмещающих пород. Рудные залежи состоят из смеси последовательно уменьшающихся количеств пирита, пирротина, сфалерита, халькопирита и магнетита. Подстилающие риолиты интенсивно изменены и содержат прожилки и вкрапленники минералов, из которых состоят рудные тела, исключая сфалерит, встречающийся в про-

жилково-вкрапленных рудах очень редко. Иногда халькопирит-пирротиновая минерализация концентрируется в виде массивного тела в нижней части основной сульфидной залежи. В некоторых случаях халькопирит-пирротиновые тела бывают отделены от вышележащих пирит-сфалеритовых.

Месторождение Хорн расположено в южной части рудного поля Норанда, в 22 км к востоку от границы Онтарио—Квебек. Оно является самым крупным и наиболее давно известным месторождением рудного поля. За время эксплуатации (более 40 лет) из него было извлечено более 50 млн. т руды, содержащей около 1 млн. т Cu, 23,2 т Au, много Ag и S. Запасы месторождения Хорн насчитывают 3,8 млн. т руды со средним содержанием Cu 2,5% и Au 5,5 г/т, кроме этих основных компонентов, здесь добываются Ag и Se.

Вмещающими породами являются липариты, их брекчии, агломераты и туфы, интродуцированные мелкими неправильными дайками сиенит-порфиоров и метадиабазов. Породы имеют широтное простирание, крутое (80—90°) северное падение и залегают в тектоническом блоке, ограниченном с севера и юга разломами. Массивные липариты присутствуют в лежачем боку рудных тел. Они подверглись интенсивному окварцеванию и серитизации, в значительной мере изменившим их первичную структуру. Брекчии липаритов являются наиболее распространенными рудовмещающими породами. Они состоят из светлых обломков кислых вулканитов, частично серицитизированных и хлоритизированных, размером 10—20 см, но иногда до 1 м. Частичная окатанность обломков и слабая сортировка брекчий позволяют предполагать их сползание по подводным склонам вулканов [331]. Среди грубообломочных липаритов брекчий встречаются участки и прослои, сложенные туфобрекчиями липаритов, состоящими из литических фрагментов размером 2,5—5 см, погруженными в слабослоистую туфовую связующую массу. Кроме того, в разрезе присутствуют маломощные и быстро выклинивающиеся прослои мелкообломочных слоистых туфов, состоящих из зерен кварца и серицита с небольшим количеством альбита и ортоклаза или из хлорита, серицита и кварца с обильным эпидотом. Местами туфы обладают косой слоистостью.

На месторождении Хорн известно 24 рудных залежи, но основное оруденение представлено двумя трубообразными телами массивных сульфидов, протягивающимися одно над другим по падению пород. Различают массивные и полосчатые текстуры руд. Полосчатые руды образуются чередованием прослоев пирита и сфалерита, массивные сложены халькопиритом, пирротином и магнетитом. Околорудные изменения выражаются в хлоритизации, окварцевании и слабой серицитизации.

Помимо главных рудных тел, стратиграфически выше и севернее нижней массивной залежи присутствует так называемая Зона № 5 (рис. 19), имеющая небольшое экономическое значение, но представляющая определенный интерес с точки зрения генезиса. Зона № 5 состоит из тесно пространственно совмещенных линзовидных и пластообразующих сульфидных масс, вытянутых параллельно падению, и мелких рудных линз, перемешанных с измененными вмещающими породами. В надрудных туфах и брекчиях липаритов присутствуют многочисленные угловатые фрагменты сульфидной руды различного размера. Крупные рудные залежи несут следы деформаций, связанных с Кеноранской орогенцией, в сланцеватых зонах отмечаются катаклаз и перекристаллизация сульфидов.

Тщательное изучение вещественного состава руд показало, что сульфиды Зоны № 5 в значительной мере отличаются от нижележащих массивных тел. Основные рудные залежи являются существенно халькопиритовыми и содержат мало сфалерита, в то время как Зона № 5 обогащена сфалеритом, а халькопирит в ней присутствует в виде незначительной примеси. Кроме того, эти два типа руд различаются по содержанию железа в сфалерите и особенно по содержанию элементов-примесей в сульфидах [331].

Сульфидные обломки в надрудных толщах состоят преимущественно из руд Зоны № 5, но содержат и некоторое количество фрагментов нижележащих рудных тел. Описывая эти особенности, У. Синклер [331] приходит к выводу, что основные рудные залежи месторождения Хорн и Зона № 5 формировались независимо друг от друга из различных порций флюидов, а впоследствии подверглись дроблению и взрывным выбросам при формировании надрудных толщ. Свообразную форму сульфидных залежей Зоны № 5, перемешивание их с измененными вмещающими породами этот исследова-

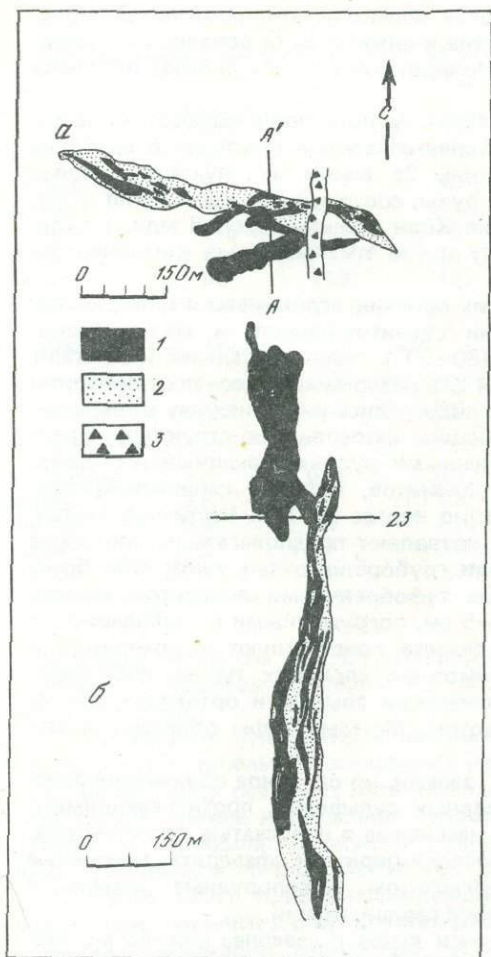


Рис. 19. План горизонта 23 м (а) и разрез (б) месторождения Хорн [331]

1 — массивные сульфиды; 2 — зона № 5; 3 — диабазовая дайка

тель связывает со сползанием "сульфидного ила" по склонам вулканической постройки, одновременно с процессом его формирования.

Месторождение Квемонт располагается в 0,5 км к северу от месторождения Хорн. За время эксплуатации с 1949 по 1970 г. из него было извлечено 15 млн. т руды, содержащей 183,8 тыс. т Cu, 284 тыс. т Zn, около 50 т Au и 220 т Ag.

Площадь месторождения сложена липаритовыми лавами и брекчиями серии Киватин. Среди липаритовых брекчий, аналогичных развитым на месторождении Хорн, присутствуют линзы слоистых туфов и туфобрекчий, а также маломощные тела подушечных лав андезитового состава. Лавовые фации риолитов согласно перекрывают толщу брекчий и представляют собой массивную и плотную кварцсодержащую породу. На месторождении установлены дайки и штоки диоритов, сиенитов, полевошпатовых порфиров, риолитов и диабазов. Вулканические породы слагают северное крыло крупной антиклинальной складки и имеют в общих чертах широтное простирание и крутое северное падение. В пределах месторождения это складчатое сооружение осложнено поперечной меридиональной складкой, образующей куполообразную структуру. Дизъюнктивные нарушения в районе представлены в основном продольными крутопадающими разрывами,

имеющими вид тектонических швов, выполненных глиной трения.

Массивные рудные тела залегают по периферии вулканокупольной постройки вдоль границы риолитовых брекчий и перекрывающих их массивных риолитов (рис. 20). Рудные тела сложены пиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом и магнетитом. Для них характерно полосчатое распределение сульфидов, параллельное контакту с порфировыми риолитами. Местами в рудах отмечаются реликты замещаемых вулканических брекчий. Рудные тела характеризуются отчетливой зональностью: пирит и сфалерит преобладают в верхних частях рудных залежей, а ниже руды постепенно переходят в халькопирит-пирротинные.

Для лежачего бока рудных тел характерны широко развитые хлоритизация и серцитизация. Ширина зоны хлоритизированных пород достигает 25 м, серцитизация распространена значительно шире. В массе измененной породы присутствует пирит в количестве до 5%, другие сульфиды встречаются редко и в породе распространены неравномерно.

Месторождение Делбридж обнаружено в 1965 г. в 3 км к востоку от месторождений Хорн и Квемонт. В 1950—1952 гг. в 0,5 км к северу от этого месторождения разрабатывалось небольшое тело массивных сульфидов (рудник Элдона). Новая залежь была обнаружена по аномалии цинка, прослеживающейся вдоль того же стратиграфического горизонта. Небольшое по масштабам (менее 1 млн. т руды) месторождение Делбридж является интересным промышленным объектом благодаря высокому содержанию в руде Zn (до 27%) и Ag (335 г/т).

Геологическое строение месторождения Делбридж в общих чертах сходно с место-

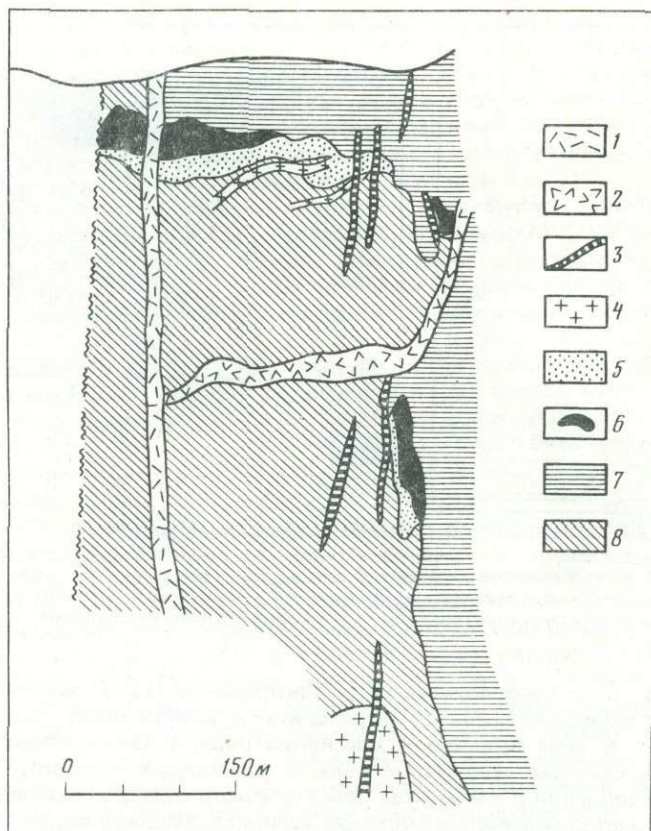


Рис. 20. Меридиональный разрез месторождения Квемонт [94]

1 — диабазы; 2 — диориты; 3 — риолитовые дайки; 4 — дайки кислых порфиров; 5 — рассеянная сульфидная вкрапленность; 6 — сплошные сульфидные залежи; 7 — порфировые риолиты; 8 — риолитовая брекчия

рождениями Хорн и Квемонт. Характерной особенностью его является наличие хорошо картируемого купола липаритовых брекчий протяженностью 1,5 км и шириной около 400 м. Размер обломочного материала заметно возрастает к центральной части купольной постройки, достигая 30–60 см, в то время как в краевых частях купола угловатые и полуокатанные обломки обычно не превышают 2–10 см в поперечнике. Приблизительно в верхней трети брекчиевого купола залегает кремнистый горизонт, представляющий собой плотную желтовато-зеленовато-белую породу с хорошо выраженной тонкой слоистостью. Мощность горизонта колеблется от 1 до 10 м. Породы прорываются субвулканическими телами кислого состава, а также поздними диабазовыми дайками преимущественно северо-восточного простирания. В структурном отношении район месторождения представляет собой фрагмент восточного крыла крупной антиклинальной складки, вытянутой в меридиональном направлении. Поперечные разрывные нарушения пересекают структуру во многих местах, одно из них смещает северную часть рудного тела.

Тела массивных сульфидов как старого, так и нового месторождения приурочены к крыльям купольной постройки и залегают внутри кремнистого горизонта. Они представляют собой согласные уплощенные линзы, простирающиеся в северном направлении и падающие к востоку под углами 60–85° (рис. 21). Кровля и подошва рудных тел резкие, в краях они постепенно переходят во вмещающую породу, выклиниваясь и переслаиваясь с тонкими слоями кремнистых сланцев. Основными рудными минералами являются пирит и сфалерит, занимающие вместе около 65% объема массивных руд и часто чередующиеся в виде тонких прослоев, параллельных расланцеванию

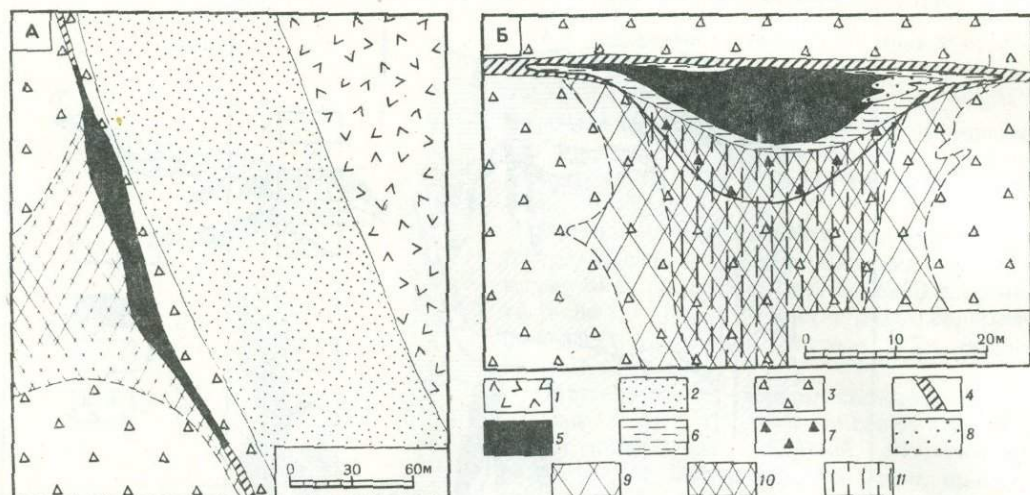


Рис. 21. Разрез (а) и план горизонта 850 м (б) месторождения Делбридж [134]

1 — полевошпатовые порфиры; 2 — дацитовые туфы; 3 — риолитовая брекчия; 4 — кремнистые породы безрудные; 5 — массивная медно-золото-серебро-цинковая руда; 6 — кремнистая порода с цинковым оруденением; 7 — брекчиевая медная руда; 8 — массивная пиритная руда; 9 — слабая хлоритизация; 10 — интенсивная хлоритизация; 11 — минерализованные трещины

вмещающих пород. Они сопровождаются халькопиритом (5%), небольшим количеством галенита, серебросодержащего тетраэдрита и самородного серебра. Халькопирит присутствует в виде примеси в массивной руде, а также образует самостоятельные прожилки, секущие полосчатые руды и околорудные хлоритовые метасоматиты. В жилах в ассоциации с кальцитом присутствует и серебро. Необычным по сравнению с другими месторождениями Норанды является высокое содержание Zn и Ag и полное отсутствие пирротина и магнетита. Дж. Болди [138] указывает на вертикальную зональность рудного тела, лежащий бок которого является халькопиритовым (пиритовым), а висячий — пирит-сфалеритовым. Максимальное содержание полезных компонентов наблюдается в кровле и подошве центральной части рудной залежи. К краям ее отношение пирит/сфалерит заметно возрастает, а на выклинках рудного тела тонкие рудные прослои, ритмично чередующиеся с кремнистыми сланцами, состоят из одного пирита.

Интересной особенностью рудного тела Делбридж является великолепная сохранность зоны околорудных изменений, представляющая собой трубкообразное тело хлоритизированных липаритовых брекчий, вытянутое перпендикулярно рудной залежи со стороны ее лежачего бока (см. рис. 22). Зона изменений содержит неправильные штокверки или трещинные зоны с сульфидной минерализацией. Наибольшее количество сульфидов отмечается в верхней части прожилковой зоны вблизи рудного тела. Здесь преобладает пирит-халькопиритовая минерализация, причем количество Cu заметно превышает ее содержание в массивной руде. В нижней части хлоритизированной зоны присутствует только вкрапленность пирита, прослеживаемая на расстоянии более 300 м от подошвы рудного тела [138].

Небольшое месторождение Воз является самым северным в рудном поле Норанда. Оно расположено в 18 км к север-северо-западу от группы описанных месторождений на противоположном крыле центральной антиклинали. Благодаря низкой степени деформации и слабым метаморфическим преобразованиям месторождение Воз служит моделью для объяснения генезиса аналогичных месторождений, оказавшихся в менее благоприятных для изучения условиях [337]. Открытое бурением в 1957 г., месторождение эксплуатировалось с 1961 по 1964 г. и дало за это время 385 тыс. т руды, содержащей в среднем 2,9 Cu, 0,9% Zn, 0,5 Au и 195 г/т Ag.

Месторождение находится на площади развития риолитов Уайт и перекрывающих их андезитов Амулет, слагающих верхнюю часть разреза субмаринных архейских вулканитов. Риолиты Уайт в районе месторождения образуют куполообразную постройку,

при этом мощность их возрастает от 150 до 300 м. Купол сложен массивными и флюидальными лавами с отдельными горизонтами лавобрекчий и грубообломочных туфов. Подушечные андезиты Амулет залегают на риолитах Уайт без заметного перерыва либо несогласия. Местами вдоль их контакта наблюдается маломощный горизонт кремнистых туфов. Породы, слагающие купол, в верхней части прорываются интрузиями диоритов сложной формы, а на глубине пересекаются диабазовым sillом мощностью около 50 м. Тектонические нарушения с незначительными амплитудами смещения имеют преимущественно субширотную ориентировку.

Оруденение представлено двумя типами — массивными линзовидными телами, залегающими на склонах вулcano-купольной постройки вдоль контакта риолитов и андезитов, и трубообразными телами штокверковых и вкрапленных руд, уходящими вглубь купола. Контакт между этими основными типами оруденения занят интрузивным телом диоритов, которое обрывает массивные рудные линзы в приводовой части купола.

В массивных рудах различают три текстурных разновидности. Самые богатые, собственно **массивные руды**, слагают рудные линзы на самых высоких гипсометрических уровнях. **Брекчиевые руды**, представляющие собой угловатые обломки массивных руд размером до 0,5 м, беспорядочно перемешанные с брекчией риолитов и обломками хлоритизированных пород, продолжают массивные руды на нижних горизонтах. Наконец, **слоистые руды** перекрывают как массивные, так и брекчиевые руды в стратиграфической кровле на уровне горизонта кремнистых туфов, разделяющих риолиты Цайт и андезиты Амулет.

Штокверковые и вкрапленные руды в виде двух трубообразных тел прослежены в глубину приблизительно на 200 м, а сопровождающая их зона интенсивной хлоритизации и серицитизации пород подсечена скважинами на глубине около 1 км [337].

Набор минералов в массивных рудах обычен: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, магнетит и борнит. Последние два встречаются в основном вблизи рвущего тела диоритов. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом, карбонатом, серицитом. Вкрапленные и штокверковые руды сложены преимущественно пиритом и халькопиритом. Сфалерит редок. Пирротин в виде единичных вкрапленников встречается только на самых глубоких горизонтах зон изменения. Борнит и магнетит, как и в массивных рудах, отмечаются вблизи контакта с диоритами.

Вертикальная зональность в распределении рудных минералов обычна для колчеданных месторождений — пирит-халькопиритовые прожилковые руды сменяются вверх по разрезу пирит-халькопирит-сфалеритовыми массивными и преимущественно пирит-сфалеритовыми слоистыми. Кроме того, на месторождении отмечается латеральная зональность: обогащение Cu и Zn верхних горизонтов и разубоживание руд в нижней части склонов вулcano-купольной постройки. Содержание Au не меняется по всему месторождению. Количество Ag заметно меньше во вкрапленных рудах по сравнению с массивными [337].

Околорудные изменения, как уже отмечалось, в лежащем боку рудных тел выражены в виде столба хлоритизации, уходящего на большую глубину. Интенсивность хлоритизации возрастает по направлению к скоплениям прожилковых и вкрапленных сульфидов, образующих трубообразные тела диаметром 10—25 м. Вдоль восточного контакта зоны хлоритизации развивается серицит, присутствующий также в виде пятен внутри хлоритизированных пород. Кварц и карбонат тяготеют к самым нижним горизонтам зоны изменения. В всячем боку изменения имеют вид узкой зоны выщелачивания в андезитах вблизи тела массивных сульфидов.

К.Д. Спенс [337], детально изучивший месторождение Воз, пришел к выводу, что отложение массивных руд произошло на склонах подводной риолитовой вулcano-купольной постройки в местах разгрузки гидротерм, поднимающихся из глубины к сводовой части купола, уничтоженной ныне эрозией и интрузивным телом диоритов. Трубки изменений с прожилково-вкрапленными рудами отмечают пути подъема рудоносных растворов, брекчиевые руды образовались в результате взрыва и гравитационного обрушения части массивных руд вместе с риолитами и породами зоны изменений, а слоистые руды сформировались в заключительный этап рудообразования.

Рудное поле Матагами

Рудное поле Матагами расположено в провинции Квебек, в 200 км к северо-востоку от Норанды. Оно включает 13 месторождений, три из которых — Матагами-Лейк, Орчан, Нью-Хоско — разрабатываются начиная с 1963 г. Первые два являются существенно цинковыми (10–11%) при среднем содержании Cu около 1%. Нью-Хоско имеет более бедные руды — 7,96 Zn и 2,6% Cu. Общие запасы руды в рудном поле составляют около 32 млн. т. Помимо Zn и Cu, в руде содержится приблизительно 0,6 г/т Au и около 85 г/т Ag.

Рудное поле Матагами находится в центре широтного пояса архейских вулканитов, протягивающегося к северу от вулканической зоны Тимминс-Норанда вдоль северной границы пояса Абитиби-Вава. Архейские вулканогенные образования в районе Матагами делятся на две группы: Уатсон и Уэбеси. Группа Уатсон мощностью около 300 м представлена кислыми экзрузивными породами, трудно поддающимися стратиграфическому расчленению. В кровле ее залегает весьма своеобразный горизонт "туффитов", представляющих собой слоистую карбонатно-кремнистую породу, содержащую обильный туфовый материал и линзовидные включения кремней. Мощность этого горизонта не превышает 6–7 м. Группа Уэбеси мощностью более 3 км представлена хорошо стратифицированными базальтовыми и андезитовыми пиллоу-лавами и пирокластическими продуктами того же состава. Широкое развитие пиллоу-лав, а также признаки водной сортировки некоторых туфовых горизонтов свидетельствуют о подводных условиях накопления вулканитов Уэбеси, однако развитие амигдалоидных структур в лавах и наличие эксплозивных пород говорят о неглубоком характере бассейна, а присутствие игнимбритов среди продуктов пирокластических извержений является показателем того, что вулканы временами возвышались над уровнем моря [328]. Породы изменены в условиях зеленосланцевой фации, выражающихся в развитии хлорита, эпидота и магнетита по темноцветным минералам и соскюритизации плагиоклаза. Возраст вулканических пород Матагами, определенный по свинцово-изотопному методу, составляет 2,95 млрд. лет.

Интрузивные породы играют весьма важную роль в строении рудного поля. Центральная часть его занята крупным, местами стратифицированным габбро-анортозитовым массивом из плутонического комплекса Белл-Ривер, внедрившегося до Киватинской складчатости. Одновременными с ним являются мелкие интрузии перидотитов и кварцевых диабазов. Породы комплекса Белл-Ривер прорываются синтетектоническими или посттектоническими плутонами и дайками гранитоидов. Самыми последними внедрялись верхнепротерозойские дайки габбро и диабазов.

Структура рудного поля в общем плане представляет собой погружающуюся в западном направлении антиклинальную складку, в ядре которой обнажается габбро-анортозитовый массив, а крылья сложены вулканитами Уатсон и Уэбеси. Южное крыло складки падает на юг под углами 40–60° и лишь местами осложняется складчатостью второго порядка. Северное крыло смято в более сложные складки, оси которых имеют широтное направление, а крылья часто запрокинуты [302]. Дизъюнктивные нарушения развиты преимущественно в северном крыле антиклинали и носят частный характер.

Все месторождения рудного поля Матагами представлены телами массивных сульфидов, форма которых варьирует от тонких пластов до сундукообразно раздутых линз. Рудные залежи располагаются вблизи западного переклиналильного замыкания антиклинали вдоль контакта вулканитов Уатсон и Уэбеси в тесной ассоциации с горизонтом "туффитов", который находится либо в кровле рудных залежей, либо оказывается включенным в рудную массу.

Сульфиды, из которых состоят массивные залежи, присутствуют также и в туффовом горизонте в виде очень тонких прослоев, деформированных и изогнутых вместе с вмещающими слоями. Верхние контакты рудных тел всегда четкие и согласные с перекрывающими отложениями, нижние — расплывчатые, часто несогласные и постепенно переходят в зону рассеянной сульфидной минерализации в измененных кислых вулканитах. Все рудные тела сложены мелкозернистым пиритом (50–70%) в тесном сростании с пирротином (20%), сфалеритом, халькопиритом и магнетитом. Руды часто имеют полосчатое строение, причем полосчатость, как правило, параллельна слоистости вмещающих пород. Как и в рудном поле Норанда, верхние части рудных

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) вулканических пород района месторождения Матагами-Лейк [302]

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
Фельзитовые породы из верхней части группы Уатсон	67,84 66,99	14,64 12,95	6,21 0,06	4,09 5,23	0,70 2,46	1,06 2,03
Массивные базальты Узбеси	52,72	13,99	2,66	6,68	8,31	7,29

Таблица 1 (окончание)

Порода	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O
Фельзитовые породы из верхней части группы Уатсон	5,21 4,39	1,52 0,94	0,32 0,86	0,04 0,12	1,73 1,96
Массивные базальты Узбеси	2,72	0,65	0,66	0,23	2,27

тел оказываются обогащенными сфалеритом, а прожилковая зона в их основании — халькопиритом и пирротинном. Окварцевание околорудных пород, сопровождаемое иногда альбитизацией и образованием вторичной светлой слюды наблюдается только в породах группы Уатсон, залегающих в основании рудных тел. Ниже приводится описание наиболее изученного месторождения Матагами-Лейк.

Месторождение Матагами-Лейк, открытое в 1956 г. с помощью аэрогеофизических методов, приурочено к небольшой антиклинальной складке второго порядка на южном крыле рудоносной антиклинали. Оно содержит более 20 млн. т руды следующего качества: 10,5 Zп, 0,7% Cu, 0,4 Au и 32,6 г/т Ag.

Месторождение приурочено к контакту вулканитов Уатсон и перекрывающих их "туффитов", выше которых залегают вулканиты групп Узбеси [302]. Вулканиты Уатсон в пределах месторождения представлены витрокластическими туфами с рогульчатыми, перлитовыми и сферолитовыми структурами. Анализы (табл. 2) указывают на их риодацитовый состав и натриевый характер. Непосредственно над рудой залегает маломощный (от нескольких сантиметров до 3 м) маркирующий горизонт кремнистых туффитов, иногда постепенно переходящих в слоистые руды. Аналогичные туффиты, обогащенные хлоритом, встречаются и внутри рудного горизонта.

Разрез вулканитов Узбеси начинается прерывистым слоем лапиллиевых туфов мощностью до 5 м, которые перекрываются подушечными, а затем массивными базальтами общей мощностью до 150 м.

Интрузивные породы представлены силлами метагаббро и метадиабазов, ультрабазитовыми дайками — апофизами габбро-анортозитового массива, слагающего ядро рудной антиклинали, и мелкими секущими телами полевешпатовых порфиров и дацитов.

На месторождении разрабатываются два сложно деформированных линзообразных рудных тела, содержащих 20 и 2 млн. т руды соответственно. Главные рудные минералы — пирит, сфалерит, пирротин, магнетит и халькопирит, второстепенные — галенит, арсенопирит и гематит.

Руды подразделяются на массивные и слоистые. Слоистые руды залегают в кровле рудных тел, непосредственно ниже "туффитов", с которыми они связаны постепенными переходами в зоне мощностью около 60 см. Слоистость в рудах, образуемая чередованием прослоев с преобладанием определенных рудных или жильных минералов, повторяет сложную складчатую структуру рудоперекрывающих отложений. Массивные руды залегают в основании рудных тел. Они отличаются от слоистых более высоким содержанием сфалерита и преобладанием пирротина среди сульфидов железа.

Жильные минералы в слоистых рудах представлены в основном кварцем и хлори-

том, второстепенное значение имеют актинолит, тальк, кальцит и анкерит. В массивных рудах среди жильных минералов преобладают тальк, актинолит и кальцит, реже встречается хлорит и совсем редко кварц. Массивные руды содержат линзы тальк-актинолитовых сланцев, связанных постепенными переходами с хлоритизированными и неизменными витрокластическими туфами из верхней части разреза группы Уатсон. В тесной ассоциации с тальк-карбонатными сланцами (большой частью по их периферии) внутри массивных сульфидных руд встречаются руды пирит-пирротин-магнетитового состава.

Месторождение Пуарье находится в провинции Квебек, в 75 км к юго-западу от Матагами. Начало разрабатываться в 1966 г. Общие запасы руды составляют около 1,5 млн. т со средним содержанием Cu 1,74 и Zn 3,63%. Линзообразные рудные тела залегают в зоне длиной 500 м и шириной около 100 м, проходящей вдоль круто падающего контакта липаритов и их туфов. По вещественному составу выделяют линзы трех родов: преимущественно пирротиновые со сфалеритом, халькопиритовые с пирротином и магнетитом и халькопирит-сфалеритовые. В рудах нередко полосчатые текстуры, параллельные напластованию вмещающих пород. Зональность проявлена отчетливо: нижняя часть рудного тела обогащена халькопиритом, в ядре преобладает пирротин, в верхней части — сфалерит. Околорудные изменения выражаются в хлоритизации и отальковании. Хлоритизированные липариты в подошве рудного тела содержат халькопиритовые прожилки [203].

Недалеко от Пуарье открыто месторождение Джутель, содержащее высококачественные руды: 9,5 Zn и 2,3% Cu.

Месторождение Норметал (Абана) расположено вблизи границы Квебек—Онтарио, в 120 км к северо-западу от рудного поля Норанда. Начало разрабатываться в 1937 г. До настоящего времени здесь добыто 10 млн. т руды, содержащей 227,5 тыс. т Cu, 450 тыс. т Zn, около 400 т Ag и 4,2 т Au. К началу 1971 г. на месторождении оставалось 706 тыс. т руды со средним содержанием Cu 1,9 и Zn 6%.

Месторождение приурочено к той же полосе зеленокаменно-измененных архейских вулканитов, что и вышеописанное месторождение Пуарье. Наиболее древними породами являются вулканиты киватинского типа, прорванные более поздними сиенитами, кварцевыми диоритами и диабазовыми дайками.

Вблизи месторождения породы имеют юго-восточное простирание и крутое северо-восточное падение. Они включают полосу риолитов и их пирокластов шириной около 1 км. По краям полосы риолиты переслаиваются с более основными породами: дацитами, дацитовыми туфами, поточными брекчиями андезитов и пиллоу-лавами андезитового состава. Месторождение Норметал приурочено к юго-восточному окончанию риолитовой полосы. Рудный горизонт залегают в кровле риолитовой толщи. Он подстилается сульфидизированными агрегатами кислого состава, а перекрывается метабазами.

Метабазальты подвергаются изохимическому метаморфизму в условиях зеленосланцевой (у поверхности) и амфиболитовой (на глубине) фации. Химические анализы восьми образцов метабазальтов, отобранных последовательно с глубин 300—3000 м, приводятся в табл. 3 [132].

В метабазальтах с увеличением степени метаморфизма отмечается увеличение основности плагиоклазов и количества роговой обмаки, уменьшается содержание хлорита и кальцита.

Рудное тело представляет собой плоскую продолговатую линзу, протяженность которой по падению составляет около 2,5 км при максимальной ширине 360 м и мощности около 20 м. Оно сложено пиритом, сфалеритом, халькопиритом, пирротинном. Из второстепенных минералов отмечаются галенит, арсенопирит, тетраэдрит, борнит, халькозин.

Рудное тело обнаруживает отчетливую вертикальную и латеральную зональность. Подошва его сложена массивным пиритом, сменяющимся полосчатой пирит-сфалеритовой рудой, затем пирит-халькопирит-пирротинной и, наконец, в висячем боку — халькопирит-хлоритовой рудой. По данным К. Бертранда и Р. Хатчинсона [132], рудная зона имеет запрокинутое залегание, т. е. описанная зональность является перевернутой. Увеличение количества халькопирита и пирротина наблюдается также на флангах рудного тела.

Массивные пиритовые руды, залегающие ныне в подошве рудного тела, подстилаются окремненными туфитами, содержащими вкрапленность, гнезда и отдельные про-

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) metabазальтов месторождения Норметал

Компоненты	Образец							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,55	43,75	46,65	48,30	48,65	47,10	45,75	48,15
TiO ₂	1,51	2,06	1,36	2,05	1,52	1,73	1,69	1,82
Al ₂ O ₃	13,27	13,43	13,98	14,76	14,56	14,79	16,08	15,45
Fe ₂ O ₃	2,21	3,20	2,36	3,57	3,22	2,62	2,93	4,32
FeO	10,36	11,04	8,80	10,92	9,56	10,88	10,88	9,96
MnO	0,15	0,20	0,17	0,19	0,19	0,20	0,24	0,21
MgO	4,76	4,86	6,31	4,54	5,49	6,17	6,43	5,91
CaO	6,68	8,32	7,87	7,89	8,81	9,90	10,29	8,27
Na ₂ O	0,54	2,24	2,15	2,84	2,86	1,32	1,97	3,07
K ₂ O	1,87	0,20	0,14	0,16	0,25	0,18	0,22	0,03
H ₂ O ⁺	3,78	4,03	4,22	2,36	2,46	2,52	2,18	1,87
H ₂ O ⁻	0,08	0,11	—	0,10	0,11	—	—	0,10
P ₂ O ₅	0,42	0,43	0,32	0,49	0,35	0,33	0,40	0,40
CO ₂	9,46	5,82	5,45	1,68	1,78	0,83	1,89	0,23
С у м м а	99,54	99,69	99,78	99,85	99,81	99,57	99,95	99,79

слои пирита. Переход от них к полосчатым пирит-сфалеритовым рудам происходит постепенно благодаря появлению маломощных быстро выклинивающихся прослоев, содержащих 50—90% сфалерита. В полосчатых рудах сфалеритовые прослои мощностью 2,5—7,5 см прослеживаются на расстоянии до 30 м. Полосчатость параллельна расщеплению и первичной слоистости вмещающих пород.

Слоистые пирит-сфалеритовые руды имеют резкий контакт с массивными пирит-халькопирит-пирротиновыми рудами, образующими линзы шириной до 6 м при длине по падению до 1 км и более. В этой разновидности руд халькопирит несколько преобладает над пирротинном, а жильные минералы занимают до 30% объема. Массивные руды содержат отдельные прослои пирротинового состава, по которым установлено, что руды местами смяты в изоклинальные складки.

Халькопирит-пирротиновые руды стратиграфически подстилаются халькопирит-хлоритовыми рудами, которые переходят в хлоритовые сланцы, содержащие 3—20% халькопирита.

На верхних горизонтах рудное тело пересекается диабазовой дайкой Абана. На контакте с дайкой в руде отмечается метаморфизм в довольно широкой зоне. К. Бертрандом и Р. Хатчинсом [132] было установлено, что метаморфизм рудных и жильных минералов возрастает также с глубиной в соответствии с увеличением степени метаморфизма вмещающих metabазальтов.

Радиологические определения возраста оруденения дали две цифры: 3100 млн. лет (свинцовый метод по галениту) и 2550 млн. лет (калий-аргоновый метод). Предполагается, что рудная залежь образовалась в процессе киватинского вулканизма и подверглась метаморфизму, перекристаллизации и частичной ремобилизации в эпоху Кеноранской орогении [62].

Рудное поле Манитоуэдж, расположенное в центральной части провинции Онтарио, к северу от оз. Верхнего, включает три месторождения: Геко, Уилрой и Уилэко, запас которых составляет более 40 млн. т руды со средним содержанием Cu ~2,1, Zn ~4,6% и Ag 69 г/т. Первые два начала разрабатываться в 50-е годы, Уилэко открыто в 1965 г. В отличие от всех вышеописанных месторождений рудные тела района Манитоуэдж залегают в высокометаморфизованных метаосадочных породах, превращенных в амфиболиты, роговообманковые сланцы, биотит-силлиманит-мусковит-кварцевые сланцы. Породы и отчасти руды интродированы телами метагаббро и дайками диабазов.

Помимо массивных рудных тел, залегающих согласно в расщепленных метаосадочных породах железной формации и ассоциирующих с ней гранат-амфиболитовых сланцах, на месторождениях разрабатываются вкрапленные и прожилковые руды.

Наиболее обычные минералы: пирит, пирротин, кварц, халькопирит, сфалерит и галенит. Руды крупнозернистые со следами метаморфизма высоких ступеней. По отношению изотопов свинца возраст руд составляет приблизительно 2600 млн. лет. Некоторые исследователи считают, что эта цифра получилась в результате смешения свинца с изотопным соотношением, соответствующим возрасту в 3250 млн. лет, т. е. соответствующему времени накопления рудовмещающих пород серии Киватин и более молодого свинца, связанного с одним из этапов Кеноранской орогении — 2,250 млн. лет.

Месторождение Геко эксплуатируется открытым способом с 1953 г. К концу 1971 г. здесь было добыто 19,5 млн. т руды со средними содержаниями Cu 2,0, Zn 4,4%, Ag 50 г/т. Главное рудное тело месторождения имеет пластообразную форму и вместе с вмещающими серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами падает к востоку под углом 42°. По прострацию оно прослежено на 880 м при мощности 22—73 м. Руда состоит из пирита (20%), пирротина (20%), сфалерита (14%), халькопирита (6%), галенита (до 1%). Жильные минералы представлены только кварцем. Как указывает С. Барнерье [125], в рудах содержится до 0,32% Sn в форме касситерита и продуктов распада сульфидов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЯСА АМИСК

Пояс зеленокаменно-измененных вулканитов Амиск обнажается у южной оконечности провинции Черчилл и протягивается отсюда на восток, в пределы провинции оз. Верхнего. Почти все колчеданные месторождения и рудопроявления находятся в западной его части, в пределах провинции Черчилл (см. рис. 17). Здесь расположен крупнейший рудный район Флин-Флон, рудное поле Сноу-Лейк и множество мелких месторождений и рудопроявлений (рис. 22).

Рудный район Флин-Флон, расположенный на границе провинций Саскачеван и Манитоба, известен с 1915 г. В настоящее время здесь насчитывается 12 месторождений, большая часть которых отработана. Месторождения сосредоточены на площади около 750 км², сложенной вулканогенными и осадочными породами групп Амиск и Мисси и крупными массивами гранодиоритов и габбро.

Породы группы Амиск, являющиеся самыми древними в районе, состоят из мощных толщ массивных пиллоу-базальтов и андезитов, которые перекрываются переслаивающимися основными лавами, дацитами, липаритами, их туфами, брекчиями и агломератами. В некоторых местах лавы согласно перекрываются граувакками и сланцами или фациально переходят в них по простирацию. К северу и западу осадочные породы возрастают по мощности и в этом же направлении возрастает степень их метаморфических изменений. Вулканиты Амиск заключают интрузивные тела горнблендитов, лампрофиров и кварцевых порфиров. Последние тяготеют к верхней части разреза и, по-видимому, эквивалентны кислым эффузивам. Минимальная мощность пород группы Амиск 1 км, максимальная — 7 км.

Породы группы Мисси местами согласно, а местами с несогласием перекрывают описанные выше отложения. В основании их залегают конгломераты, состоящие в общих чертах из обломков вулканических пород группы Амиск, не содержащие также обломки гранитов, граувакк, яшмоидов. Минимальная мощность группы Мисси 1,7 км, максимальная — 3 км. Некоторые исследователи считают, что накопление пород группы Мисси происходило одновременно с завершением вулканизма Амиск. Отложения Амиск и Мисси изменены в условиях эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой ступени метаморфизма.

Северная часть района Флин-Флон сложена сильно метаморфизованными и гранитизированными гнейсами Киссинью. В отношении возрастных взаимоотношений гнейсов с породами Амиск и Мисси существуют противоположные точки зрения, так как граница между ними на всем протяжении проходит по разлому.

Последние данные определения возраста пород группы Амиск и гнейсов Киссинью Rb-Sr, U-Pb и Pb-Pb методами дали диапазон 1700—1820 млн. лет [317]. В то же время массовые определения возраста Pb из руд месторождений этого района дали величины около 2400 млн. лет. Такое противоречие требует убедительного объяснения.

Разнообразные по составу интрузивные породы района подразделяются на син- и посторогенные. Синорогенные представлены преимущественно гранодиоритами, в

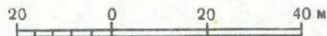
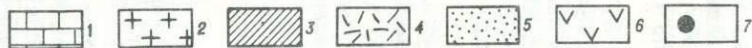
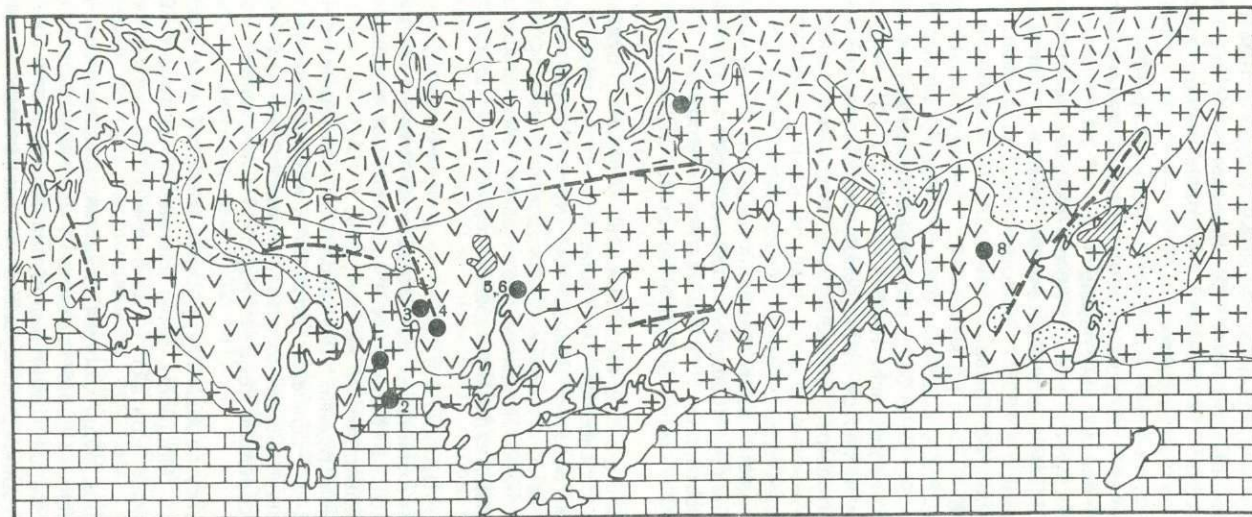


Рис. 22. Карта размещения колчеданных месторождений пояса Амиск [315]

1 — палеозойские отложения; 2 — граниты и их метаморфические эквиваленты; 3 — ультрабазитовые породы; 4 — комплекс Киссинью; 5 — группа Мисси; 6 — группа Амиск; 7 — месторождения (цифры на схеме): 1 — Берч-Лейк, 2 — Коронейшн, 3 — Флин-Флон, 4 — Шист-Лейк, 5 — Дон Джон, 6 — Северный Стар, 7 — Шерридон, 8 — Чайсл-Лейк

меньшей степени — гранитами, кварцевыми диоритами и габбро, постороженные — кварцевыми диоритами, сиенитами, ультрабазитами. По отношению к вмещающим толщам интрузии залегают дискордантно, образуя дайки, штоки и батолиты. По данным изотопного возраста время становления крупнейших гранодиоритовых батолитов составляет 1700—1800 млн. лет. Эти породы параллелизуются с Гудзонской орогенией или считаются Кеноранскими, преобразованными в Гудзонское время.

Породы Амикс и Мисси смяты в крупные линейные складки, имеющие в южной части района субмеридиональное простирание. Предполагается [215], что изгиб произошел в результате тектонических напряжений, которые смяли гнейсы Киссинью и надвинули их на расположенные к югу образования.

Все месторождения района Флин-Флон залегают в породах группы Амикс, имеют пластинчатую или линзообразную форму и сопровождаются серицитизацией, хлоритизацией, окремнением и карбонатизацией вмещающих пород.

Месторождение Флин-Флон, крупнейшее в рудном районе, расположено в центре района на границе провинций Манитоба и Саскачеван. Вместе с близлежащим месторождением Менди было обнаружено в 1915 г. Начиная с 1928 г. является поставщиком высококачественной медной руды, содержащей значительное количество цинка и благородных металлов. С 1928 по 1975 г. из месторождения было извлечено 68 млн. т руды, содержащей в среднем 4,27 Zn, 2,32% Cu, около 40 Ag, 2,1 г/т Au. В промышленных количествах присутствуют Se, Te и Cd. В настоящее время добыча продолжается, глубина разработки месторождения достигла 1500 м.

Рудовмещающими породами являются туфы основного состава, поточные брекчии и массивные кварцевые альбитофиры. Они образуют погружающуюся к юго-востоку антиклинальную складку, осложняющую юго-западное крыло крупной синклинали. Породы прорываются многочисленными дайками метадiorитов.

Месторождение состоит из шести линзообразных рудных тел, залегающих вдоль контакта туфов и перекрывающих их кварцевых альбитофиров группы Амикс. Рудная зона имеет северо-западное простирание и падает к востоку под углом 70° , протяженность ее составляет около 1000 м, максимальная мощность 120 м, длина по падению 1200 м.

Руды подразделяются на сплошные и вкрапленные. Сплошные руды массивной и полосчатой текстуры состоят в основном из мелкозернистого пирита, сфалерита и халькопирита. В рудных телах, богатых сфалеритом, присутствует небольшое количество галенита и тетраэдрита; в зонах динамометаморфизма присутствуют кубанит и пирротин, отмечаются также незначительные количества арсенопирита, магнетита, алтаита. Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, кальцитом, хлоритом и эпидотом.

Полосчатость в руде обычно параллельна контакту с перекрывающими кварцевыми альбитофирами за исключением шарнирных зон складок волочения, где руды деформируются более интенсивно [240]. Вкрапленные руды залегают вдоль лежачего бока сплошных, образуя с ними довольно резкий контакт [89].

Зональность в распределении рудных минералов на месторождении Флин-Флон выражена весьма отчетливо [143]: сфалерит тяготеет к кровле рудных тел, а халькопирит скапливается в их подошве, особенно в зоне вкрапленных руд. При наличии в руде галенита и тетраэдрита, последние концентрируются в направлении висячего бока залежей [240].

В рудной зоне в лежачем боку породы превращены в хлоритовые сланцы, содержащие полосы талька и серицита. Мощность зоны изменений достигает 350 м. В висячем боку руды имеют резкий контакт с неизменными кварцевыми альбитофирами.

На месторождении Флин-Флон руды секутся дайками метадiorитов. Дайки в контакте с рудой имеют зону закалки мощностью около 1 м, а в руде, вдоль контактов с дайками наблюдается высокая концентрация пирротина. Кроме этого, Дж. Коо и Д. Мосман [240] описывают явления динамотермального метаморфизма в зонах тектонических нарушений, захвативших как вмещающие породы, так и руды. В таких участках в руде широко развиваются порфиробласты пирита с тенями давления или без них, структуры распада твердых растворов (кубанит — из халькопирита, халькопирит — из сфалерита), хрупкие рудные минералы подвергаются растрескиванию и гранулированию, пластичные образуют сланцевые сегрегации. По содержанию FeS в сфалерите

на контакте с пиритом и пирротинном было установлено [246], что руды претепели давление от 4 до 7 кбар при температурах от 300 до 430° С.

В работе Дж. Коо и Д. Мосмана [240] приводятся также данные по соотношению Ni и Co в пирите и пирротине, на основании чего делается вывод о первично осадочном происхождении пирита.

Месторождение **Коронейшн** является одним из 12 богатых медно-цинковых месторождений, расположенных в радиусе 25 км от Флин-Флона. Оно находится в юго-западной части рудного района, в провинции Саскачеван. Месторождение было открыто в 1953 г. бурением по проверке электромагнитной аномалии. Руда разрабатывалась с 1960 по 1965 г. шахтным способом на глубине 350 м. Всего добыто 1,4 млн. т руды, содержащей 4,5 Cu, 0,2% Zn, 4,5 Ag, 1,7 г/т Au.

Месторождение располагается в поле развития вулканитов группы Амиск, представленных преимущественно амигдалоидными лавами основного состава, состоящими из роговой обманки, плагиоклаза (30—40% An), эпидота и небольшого количества кварца. Помимо массивных лав, в большом количестве встречаются поточные брекчии, а также слоистые туфы и агломераты основного состава. Изредка в разрезе присутствуют тонкозернистые кислые туфы и агломераты, состоящие из кварца, плагиоклаза и биотита, с примесью мусковита роговой обманки, граната. В отличие от большинства месторождений района Флин-Флон, рудовмещающие породы Коронейшн были подвергнуты довольно интенсивному метаморфизму, в условиях ставролит-альмандиновой субфации [181]. С запада и востока рудовмещающие породы обрываются крупными интрузивными телами гранодиоритов и габбро, кроме того, они прорваны многочисленными дайками и субвулканическими телами, связанными с собственно эффузивным этапом.

В структуре месторождения важную роль играют разломы и пояса рассланцевания. В пределах рудника Коронейшн рассланцевание совпадает с первичным напластованием пород, определяющимся по длинным осям амигдалоидов и подушек, а также по удлиненным включениям в поточных брекчиях. В 700 м к северу от месторождения зона разлома слегка загибается в северном направлении и счет первоначальные элементы залегания пород под углом около 20°.

Месторождение представлено тремя рудными телами, залегающими вдоль контакта основных туфов и подушечных метадиабазов. Все рудные тела круто погружаются к югу в соответствии с погружением линейных структур вулканических пород. Общая протяженность рудной зоны 300 м, мощность 40 м и длина по падению 330 м.

Рудные залежи имеют преимущественно массивную текстуру и сложены тесно срощенными пиритом, сфалеритом, халькопиритом и пирротинном. 10—15% руд представлены прожилковой минерализацией в измененных породах — это халькопирит-кальцитовые прожилки с тетраэдритом и кубанитом. Кроме того, на месторождении заметным распространением пользуются перераспределенные сульфиды, залегающие в хлоритовых сланцевых зонах и в открытых полостях в виде сталактитоподобных наростов. Нерудные минералы в рудных зонах представлены измененным плагиоклазом, роговой обманкой, тремолит-актинолитом, хлоритом, кварцем, кордиеритом и антофиллитом в самых разнообразных пропорциях. Все рудные тела месторождения Коронейшн сопровождаются широкими зонами кордиерит-антофиллитовых пород, представляющими собой околорудные хлоритовые метасоматиты, продвигшиеся интенсивному региональному метаморфизму [382, 181].

По вопросу о генезисе месторождения Коронейшн существуют различные точки зрения. Некоторые исследователи [144], основываясь на совпадении элементов залегания рудных тел с линейными структурами во вмещающих породах и приуроченности месторождения к зоне рассланцевания, связывают поступление рудных растворов с посторогенным магматизмом. Другие [382, 180, 219] считают, что руды были сформированы одновременно с вмещающими породами и впоследствии вместе с ними подверглись метаморфизму. В качестве доказательств они указывают на предпочтительную ориентировку кристаллов пирротина (ось С перпендикулярна рассланцеванию), на присутствие ганита ($ZnAl_2O_4$), образовавшегося в результате метаморфического взаимодействия сфалерита с окружающими алюмосиликатами, на совпадение степени метаморфизма силикатов в рудных телах и в окружающей породе.

Месторождение **Берч-Лейк** расположено в провинции Саскачеван, в 9 км к северо-западу от Коронейшн. Разрабатывалось с 1957 по 1960 г. Руда содержит 6,8% Cu, 3,5

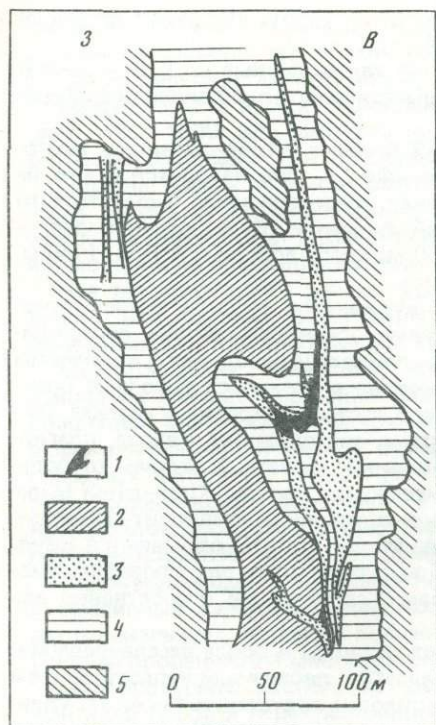


Рис. 23. Поперечный разрез месторождения Купрус [43]

1 — плотная сульфидная руда; 2 — диориты; 3 — графитовые сланцы; 4 — рассланцованные вулканические породы и сланцы, образованные за счет вулканических пород; 5 — слабо рассланцованные вулканические породы

Ag и 0,1 г/т Au. Месторождение представлено несколькими пластообразными телами, залегающими вдоль контакта между двумя потоками массивных метаандезитов. Рудные тела мощностью 0,3–3 м прослежены по падению на 400 м и сложены пиритом, халькопиритом, пирротинном, магнетитом, небольшим количеством сфалерита. Вертикальная зональность выражается в возрастании с глубиной роли пирротина и магнетита и уменьшении пирита.

Месторождение Северный Стар расположено в 19 км восточнее Флин-Флона, в провинции Манитоба. Обнаружено в 1949 г. под дном оз. Томпсон по проявлениям пиритовой минерализации на берегах двух небольших островов. Разработка велась с 1955 по 1958 г. Рудовмещающая толща представлена андезитами и риолитами, имеющими общее меридиональное простирание и крутое падение. Единственная в районе интрузия

представляет собой маломощное пластовое тело диоритов, вытянутое в северо-восточном направлении. Главное рудное тело, имеющее меридиональное простирание и приблизительно вертикальное падение, залегает вдоль контакта риолитов и их туфов, примыкающих к нему с запада, и андезитов, залегающих в восточном крыле. Длина рудного тела около 80 м, средняя мощность 7 м, оно прослежено от поверхности дна озера на глубину 150 м. Характерно, что максимальный раздвиг рудной залежи совпадает с увеличением мощности кислых вулканитов. Более мелкие линзы руды мощностью до 5 м залегают ниже и восточнее главного рудного тела. Верхняя и северная часть главного рудного тела сложена массивными сульфидами полосчатой текстуры, оруденение южной, восточной и нижней части представлено неправильными трещинными сульфидными жилами. Главные рудные минералы — сравнительно крупнозернистый пирит и халькопирит. В зоне оруденения породы превращены в кремнисто-хлоритовые сланцы.

Месторождение Дон-Джон находится в 570 м к юго-востоку от рудного тела Северный Стар, под дном того же оз. Томпсон. Открыто в 1951 г., разрабатывалось с 1955 по 1958 г. Месторождение представляет собой две параллельные линзы, простирающиеся приблизительно в северо-восточном направлении и падающие на северо-запад под углом 75°. Линзы разделяются пустой породой, средняя мощность которой составляет 5 м. Мощность рудных линз 3–5 м, длина каждой из них около 30 м, протяженность по падению около 180 м. Рудные линзы смяты в сложные складки, в соответствии со складчатостью вмещающих их риолитов. Главными рудными минералами являются пирит и халькопирит. Почти вся руда представлена массивными сульфидами и характеризуется относительно крупнозернистой структурой. Непосредственно вблизи руды вмещающие породы интенсивно хлоритизированы, а дальше наблюдается широкий ореол кремнисто-серицитовых сланцев.

Месторождение Купрус расположено в 13 км к юго-востоку от Флин-Флона, в провинции Манитоба. Оно известно с 1914 г., разведано в 1941 г., разрабатывалось с 1948 по 1954 г. Из месторождения извлечено около 500 тыс. т. руды со средним содержанием Cu 3,25, Zn 6,4%, Ag 24, Au 0,8 к/т. Породы района, представлены андезитами, базальтами, туфами и кремнистыми сланцами, простираются в северо-восточном направлении (30°) и круто падают на запад. Характерной особенностью рудовмещающих толщ

является наличие мощных (до 400 м) силлов диоритов, смятых в сложные складки (рис. 23). Второй отличительной чертой этого месторождения является приуроченность рудных тел к прослоям так называемых графитовых сланцев, представляющих собой слоистые туфы с большей или меньшей примесью известкового, кремнистого и углестого материала. В удалении от рудных тел "графитовые сланцы" содержат обильную вкрапленность пирита. Рудные тела представляют собой сложноскладчатые пласто- и линзообразные залежи, согласные с вмещающими графитовыми сланцами (см. рис. 23). Они сложены в основном пиритом, пирротинном, халькопиритом и сфалеритом и обычно имеют полосчатую структуру, подчиненную сланцеватости вмещающих пород. Андезиты, прилегающие к графитовым слоям, изменены до кремнисто-хлоритовых сланцев, мощность которых меняется от 60 см до 7 м. Контакты между хлоритовыми сланцами и андезитами постепенные.

Месторождение **Шист-Лейк** расположено в 6,5 км юго-восточнее Флин-Флона, провинция Манитоба. Оно открыто в 1947 г. при проверке бурением мелких рудопроявлений меди вдоль западного берега оз. Шист. Добыча ведется с 1954 г. В настоящее время подземные выработки достигли глубины 600 м. Породы района представлены лавами, пирокластическими брекчиями, туфами и субвулканическими телами андезитового состава. Пласт серицит-карбонатных сланцев, непосредственно вмещающий рудные тела, образовался, вероятно, за счет мелкозернистых кварцевых порфиров. Руда залегает в виде пластообразных и линзообразных рудных тел, имеющих в соответствии с окружающими породами северо-западное простирание и почти вертикальное падение. Рудная зона при длине около 300 м прослежена в направлении погружения на 670 м. Мощности отдельных рудных линз меняются от 70 см до 12 м. Руда представлена тремя различными типами: массивным сфалер-пиритовым, массивным халькопирит-сфалеритовым и вкрапленным халькопирит-пиритовым. Оба типа массивной руды распределяются в виде полос внутри одного рудного тела. Послерудные разрывы широтного направления вызвали смещения рудных тел на расстояние до 2 м. Все рудные тела находятся в зоне рассланцевания, совпадающей с общим простиранием пород. Эта зона сложена карбонатизированными, преимущественно серицитовыми, местами хлоритовыми сланцами.

Месторождения группы Сноу-Лейк

Месторождения этой группы залегают в окрестностях одноименного озера, в 75 км к востоку от Флин-Флона, в провинции Манитоба. Рудный район включает семь месторождений, два из которых (Чайсл-Лейк и Столл-Лейк) разрабатываются в настоящее время, а три — подготовлены к эксплуатации. Почти все месторождения залегают в вулканогенных породах группы Амиск, которые в отличие от района Флин-Флон подверглись более интенсивному метаморфизму и превращены в очковые гнейсы, ставролит-гранатовые сланцы, амфиболиты неопределенного генезиса. О первично вулканогенной природе большинства этих образований можно догадаться по реликтам пиллоу-лав, характеру сохранившегося местами обломочного материала или порфировым структурам, а также по химическому составу пород [385]. В целом снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение роли метасадочных пород и измененных кислых вулканитов. Стратиграфически выше группы Амиск в северо-восточной части района залегают метасадочные породы группы Сноу, отличающиеся от занимающей аналогичное стратиграфическое положение группы Мисси наличием прослоев пирокластических пород. В районе выделяют одно крупное, вытянутое в меридиональном направлении интрузивное тело сложного состава, а также множество мелких штоков метадиоритов, метагаббро и метаперидотитов. Складчатые структуры района характеризуются наличием одной широкой, открывающейся в северном направлении синклинальной складки и множества осложняющих ее мелких складок. Дизъюнктивные нарушения играют незначительную роль в строении района и не отражаются на структуре. Все породы подвергнуты довольно интенсивному рассланцеванию как секущему первоначальную слоистость, так и параллельному ей.

Все месторождения описываемого района имеют пласто- и линзообразные рудные тела, состоящие из пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита. Характерно, что свинец присутствует только в трех месторождениях, где имеется значительное количество сфалерита. В месторождениях с преобладающим халькопиритом галенит,

как правило, отсутствует. Содержание Zn в месторождениях составляет 0,4—11,6, Cu 0,4—4,5%. Изменения боковых пород проявлены слабо.

Месторождение **Чайсл-Лейк** расположено в юго-западной части района под дном оз. Чайсл. Открыто в 1956 г. при проверке бурением электромагнитной аномалии. Эксплуатируется с 1960 г. Общие запасы составляют 3,8 млн. т руды, содержащей 11% Zn, 0,42 Cu, 0,96% Pb, 57 Ag, 0,4 г/т Au. Рудное тело неправильной линзообразной формы залегает внутри толщи метаосадочных пород, представленных биотитовыми сланцами со ставролитом, кианитом, андалузитом. Согласно с простираем вмещающих пород оно вытянуто в северо-западном направлении, где резко обрывается диоритовой апофизой крупного интрузивного массива. Главными рудными минералами являются сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит и арсенопирит. Руды имеют зернистую текстуру, характеризующуюся субгедрально-эвгедральными зернами пирита, погруженными в цементирующую массу, состоящую из черного сфалерита и других сульфидов. Температура минералообразования на месторождении Чайсл-Лейк, установленная по сфалеритовому геотермометру, колеблется от 275 до 500°, причем максимальная температура отмечена в центре рудного тела, минимальная — в краевых его частях. Г. Вильямс [385], изучавший геологию месторождения и прилегающих к нему территорий, считает его эпигенетическим, однако отмечает, что структурный контроль не выражен, а зависимость оруденения от интрузива, безусловно, отсутствует.

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА САДБЕРИ

Два колчеданных месторождения Эррингтон и Вермильон-Лейк известны в районе Садбери в непосредственной близости от знаменитых медно-никелевых рудников. Медно-никелевое оруденение района Садбери, расположенного у южной окраины Канадского щита, к северо-востоку от оз. Гурон (провинция Онтарио), приурочено к лежащему боку одноименного стратифицированного интрузива, в котором верхний горизонт представлен в основном микропегматитами, а нижний — норитами. Всячий бок интрузива сложен вулканогенно-осадочной толщей протерозойского возраста, залегающей в виде мульды. Предполагается, что сам интрузив также имеет мульдообразную форму. Месторождения Эррингтон и Вермильон-Лейк, отстоящие друг от друга на 6,5 км, приурочены к сильно нарушенной юго-западной части мульды протерозойских пород. Они залегают на контакте туфов Онейпинг, представляющих собой самые древние образования мульды и перекрывающих их сланцев Онватин. В отличие от всех описанных выше колчеданных месторождений рудовмещающий комплекс имеет локальное распространение и известен только в пределах самой мульды.

Месторождение Эррингтон известно с 1924 г. В 1926—1931 гг. разрабатывалось, после чего было заброшено вплоть до 1952 г., когда была произведена его доразведка и началась интенсивная эксплуатация. Общие запасы руды месторождения составляют 7,5 млн. т при среднем содержании Cu 1,02%, Zn 3,24, Pb 0,75%, Au 0,5, Ag 43,5 г/т. Туфы Онейпинг, залегающие в основании рудоносного горизонта, сложены вулканическими обломками и пеплом кислого состава. По ряду признаков они близки к игнибритам и образуют несколько пепловых потоков, слагающих крупные и протяженные поля [342]. Вверх по разрезу они становятся все более тонкозернистыми. Породы сильно хлоритизированы и имеют зеленоватую окраску. По мере приближения к рудоносному горизонту они становятся известковыми, а цвет их меняется до черного. Мощность туфов Онейпинг по разным данным составляет 1200—700 м. Сланцы Онватин, перекрывающие рудоносный горизонт, представлены серыми или черными известковистыми сланцами, иногда чрезвычайно похожими на мелкозернистые туфы. На некотором расстоянии от рудных тел в них встречаются небольшие прослои пирита мощностью до 1,5 м.

Сам рудоносный горизонт носит местное название формации Вермильон и состоит из карбонатно-кремнистых пород хемогенно-осадочного, гидротермального или смешанного происхождения общей мощностью около 60 м. Формация Вермильон прослеживается далеко за пределами месторождения, поэтому образование этих пород нельзя считать результатом только гидротермальной деятельности, связанной с рудным процессом. Не исключена возможность, что часть этой формации образовалась в результате широко проявленных процессов выщелачивания на поверхности тонкозернистой вулканической породы под действием кислых вод и выветривания [59]. Интрузивные поро-

Рис. 24. Разрез месторождения Эррингтон [59]

1 — сланцы Онватин; 2 — породы формации Вермильон; 3 — рудные тела; 4 — туфы Онейпинг; 5 — разломы

ды в пределах месторождения не обнаружены. Рудовмещающие породы смяты в складки и разбиты многочисленными чешуйчатыми надвигами.

Оруденение приурочено к южному крылу и шарнирной части антиклинали, вытянутой в северо-восточном направлении. Смятое в складки пластообразное рудное тело разбито многочисленными надвигами и разломами (рис. 24). Массивные колчеданные залежи располагаются в нижней части формации Вермильон между базальтами аргиллитами и карбонатным горизонтом. От колчеданных залежей в сторону базальных аргиллитов, представляющих собой, по-видимому, окремненные и карбонатизированные пепловые туфы, отходят апофизы, вмещающие эти породы. Вне рудных тел в базальных аргиллитах содержится мельчайшая рудная вкрапленность пирита и пирротина. В отдельных случаях пирит и пирротин концентрируются в тонких полосках, искривленных в результате оползней [59].

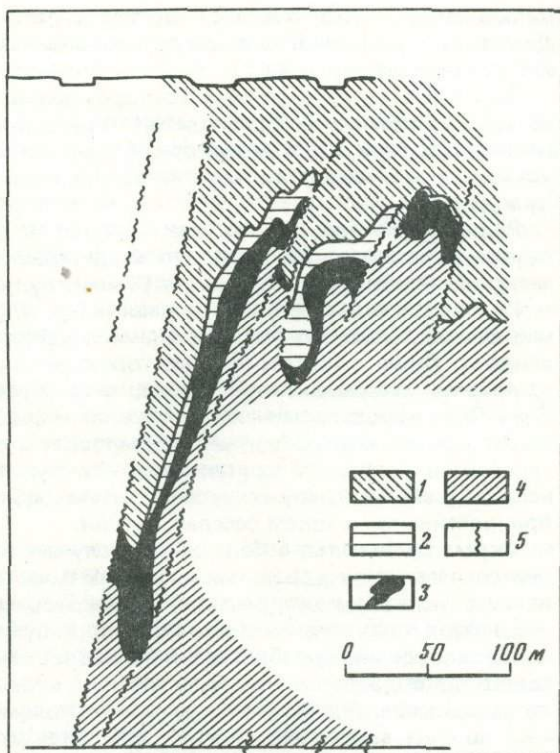
Рудоперекрывающие известняки содержат водоросли и проявляют признаки современных травертинов горячих источников.

Сульфидные руды состоят из халькопирита, сфалерита, галенита, пирита, марказита и пирротина. Сульфиды встречаются в виде сплошных масс, отличающихся тонкозернистым строением и тесным сростанием всех минералов, а также в виде вкрапленников, приуроченных главным образом к нижней части карбонатного горизонта. С разрывными нарушениями связаны жилы белого безрудного кварца. В местах пересечения руды эти жилы иногда содержат крупные зерна сульфидов, в частности, халькопирита.

Месторождение *Вермильон-Лейк* известно с 1929 г. Начало разрабатываться в 1953 г. Содержит 2,8 млн. т руды, содержащей 1,43% Cu, 1,1 Pb, 4,56% Zn, 0,6 Au, 52 г/т Ag. По характеру рудных залежей, их положению в разрезе и рудной минерализации это месторождение аналогично описанному выше. Оно также залегает в южном крыле антиклинальной складки, однако обладает более сложной структурой, обусловленной многочисленными пологопадающими чешуйчатыми надвигами, в результате чего в пределах месторождения наблюдаются многочисленные мелкие рудные тела, параллельные основной рудной залежи. Второй особенностью этого месторождения является наличие диабазовой дайки, пересекающей как рудные тела, так и безрудные кварцевые жилы, залегающие в разрывных нарушениях.

Наиболее характерным общим признаком колчеданных месторождений Канадского щита является приуроченность их к архейским зеленокаменным поясам, выполненным сериями дифференцированных вулканитов от ультраосновного до кремнекислого состава. Исключения составляют лишь месторождения района Садбери, где месторождения залегают среди протерозойских вулканогенно-осадочных образований, имеющих локальное распространение.

Кремнекислые вулканиты, к которым приурочены все колчеданные месторождения, играют в разрезе архейских зеленокаменных поясов резко подчиненную роль, занимая около 10% в общем объеме изверженных пород. В пределах месторождений и рудных полей они нередко образуют вулcano-купольные постройки, фиксирующие центры



вулканизма, иногда хорошо картируемые (месторождения рудного поля Тимминс, Делбридж и др.), иногда лишь предполагаемые по наличию грубообломочных лавовых и пирокластических фаций.

Большинство колчеданных месторождений Канадского щита являются медно-цинковыми и медными и принадлежат Уральскому подсемейству. Лишь месторождения районах Садбери, залегающие среди кремнекислых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, имеют колчеданно-полиметаллический состав и относятся к подсемейству куроко.

Рудные тела приурочены, как правило, к фациальным и литологическим границам внутри вулканических толщ, что свидетельствует о временном прекращении вулканической деятельности либо о смене режима вулканизма.

Рудовмещающие толщи в большинстве случаев изменены в условиях низких ступеней зеленосланцевого метаморфизма, характеризующихся развитием хлорита, магнетита, эпидота. Лишь в некоторых месторождениях рудного поля Флин-Флон наблюдаются изменения амфиболитовой фации, а на месторождениях Коронейшн, Чайсл-Лейк и Сноу-Лейк породы изменены в условиях ставролит-альмандиновой субфации.

Структуры месторождений характеризуются большим разнообразием. Рудные тела залегают в пологих и крутых моноклиных блоках, в шарнирах и крыльях антиклиналей, а в случае высоких степеней метаморфических преобразований часто оказываются приуроченными к зонам расщепления.

Форма рудных тел в большинстве случаев линзообразная и пластообразная. Залегают они согласно с вмещающими породами и часто вместе с ними оказываются подверженными складчатым деформациям. В некоторых месторождениях отмечаются локальные несогласия, приуроченные, как правило, к лежащему боку рудных тел.

Околорудным преобразованиям подвержены только породы лежащего бока. В абсолютном большинстве случаев они выражаются в интенсивной хлоритизации, иногда сопровождающейся более широкими ореолами серицитизации и окремнения. Измененные породы содержат обильную сульфидную вкрапленность, а также прожилковое и штокверковое оруденение, интенсивность которого возрастает по направлению к рудной залежи.

Текстуры руд массивные, часто полосчатые, причем во всех случаях отмечается соответствие полосчатости и слоистости вмещающих пород. Структуры руд мелкозернистые, местами колломорфные, но в областях интенсивных метаморфических преобразований отмечаются средне- и крупнозернистые структуры.

Зональность в расположении рудных минералов проявлена почти повсеместно и выражается в обогащении висячего бока рудной залежи сфалеритом и пиритом и концентрации в лежащем боку в том числе и в зоне прожилково-штокверковых руд халькопирита и пирротина.

По масштабам оруденения колчеданные месторождения Канадского щита относятся преимущественно к мелким и средним (менее 15 и от 15 до 50 млн. т руды). Однако благодаря тесной пространственной сближенности некоторых из них формируются рудные узлы с общими запасами в 100 млн. т и более (рудные поля Норанда, Тимминс, Флин-Флон). Помимо Cu и Zn (в единичных случаях свинца), колчеданные месторождения Канадского щита содержат довольно крупные запасы Ag (в среднем 40–50 г/т) и некоторое количество Au (0,1–5 г/т), а иногда также Cd, Se, Te.

АППАЛАЧСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Аппалачский ороген протягивается на 3200 км вдоль Атлантического побережья Северной Америки от Алабамы до о-ва Ньюфаундленд. Существенные части этой палеозойской геосинклинальной системы, по мнению А.В. Пейве [68], хорошо сопоставляются с палеозойской геосинклиналью Урала. Она характеризуется мощными сериями нижне-среднепалеозойских вулканогенных и осадочных отложений, претерпевших несколько фаз орогенической деятельности: таконскую (средний ордовик — ранний силур), акадскую (средний — поздний девон), имеющую наиболее важное значение и аппалачскую (поздний палеозой).

Глубинный разлом разделяет складчатое сооружение Аппалачей на две части: западную — миогеосинклинальную и восточную — эвгеосинклинальную. Докембрийский

сиалический фундамент выступает в западной части, где он стратиграфически перекрывается миегеосинклинальными сериями, начиная с кембрия. В эвгеосинклинальной зоне Аппалачей наиболее древними образованиями являются офиолиты, ограниченные снизу тектонической поверхностью.

Офиолитовые серии часто находятся в аллохтонном залегании в системе пакетов шарьяжей, надвинутых с востока на запад. На о-ве Ньюфаундленд, где сохранились наиболее полные разрезы древнейших эвгеосинклинальных отложений, в основании тектонических пластин залегает серпентинитовый меланж, перекрытый дунит-перидотитовым комплексом мощностью 4–6,5 км и сложным комплексом габброидов мощностью до 2 км. Выше залегает серия диабазовых даек и брекчий, переходящих вверх по разрезу в зеленокаменно-измененные шаровые лавы, залегающие в основании граувакк и флишoidных серий с фауной раннего ордовика. В некоторых фациальных зонах шаровые лавы перекрываются глубоководными черными слоистыми кремнистыми породами арениг-карадокского возраста.

В среднем и позднем ордовике на о-ве Ньюфаундленд широко развиваются флиш и турбидиты, что, по мнению А.В. Лейве, связано с началом таконских движений и тектоническим скучиванием. В это же время в материковой части Аппалачей (округ Нью-Брансуик) местами накапливаются осадочно-вулканогенные отложения основного и кремнекислого состава, формирование которых происходило в мелководной, отчасти в наземной обстановке.

Массовые извержения андезит-дацитовых вулканитов в Аппалачах начались после таконской фазы в так называемую переходную стадию развития эвгеосинклинали, продолжавшуюся с раннего силура по средний девон. В это время накапливается пестрый набор вулканогенных и осадочных формаций с большим количеством грубообломочных толщ типа лахар и молассоидов. Переходная стадия завершилась в среднем девоне в связи с акадским диастрофизмом. Позднее осадконакопление происходило в наложенных мульдах и грабенах, где со среднего девона до перми накапливались преимущественно континентальные отложения, разделенные (в связи с аппалачским диастрофизмом) на два структурных этажа. В конце палеозоя на всей территории Аппалачей установился платформенный режим.

Основные колчеданные месторождения находятся в северной Канадской части Аппалачей, в эвгеосинклинальных отложениях нижнего и среднего ордовика. Мелкие и средние по масштабам оруденения, они группируются в рудные узлы и районы, имеющие существенное экономическое значение.

РУДНЫЙ РАЙОН БАТЕРСТ-НЬЮКАСЛ

Один из важнейших рудодобывающих районов Канады расположен в средней части Канадских Аппалачей, в округе Нью-Брансуик. Он включает 25 промышленных месторождений и множество рудопроявлений, располагающихся по периферии куполообразной вулканогенно-осадочной структуры диаметром около 50 км. Общие запасы руды в районе Батерст-Ньюкасл до глубины 304 м составляют 136 млн. т при среднем содержании Pb 1,6–2,4%, Zn 4,1–6,6, Cu 0,5–1,1%, Ag 36–81, Au 0,9 г/т.

Разработка мелких сульфидных жил и магнетитовых месторождений "железной формации" велась на территории района с середины прошлого века. В 1952 г. при проверке электромагнитной аномалии здесь было открыто первое крупное месторождение массивных сульфидов Брансуик № 6. Через год по соседству с ним было обнаружено другое крупное месторождение Брансуик № 12. Открытие месторождений в исключительно благоприятных географических условиях — вблизи железной дороги и морского побережья, вызвало настоящий разведочный бум, и в последующие два года были обнаружены одно за другим все месторождения рудного узла. При поисках широко использовались геофизические и геохимические методы, однако решающую роль сыграло изучение региональной структуры района и положения месторождений в общей последовательности пород.

В общих чертах рудный район подразделяется на три структурных единицы: 1) ордовикский складчатый пояс, занимающий центральную часть района; 2) силурийский складчатый пояс, занимающий крайнюю северо-западную часть района, отделенную региональным разломом северо-восточного простирания (рис. 25); 3) пенсильванский покров, расположенный преимущественно в восточной части района.

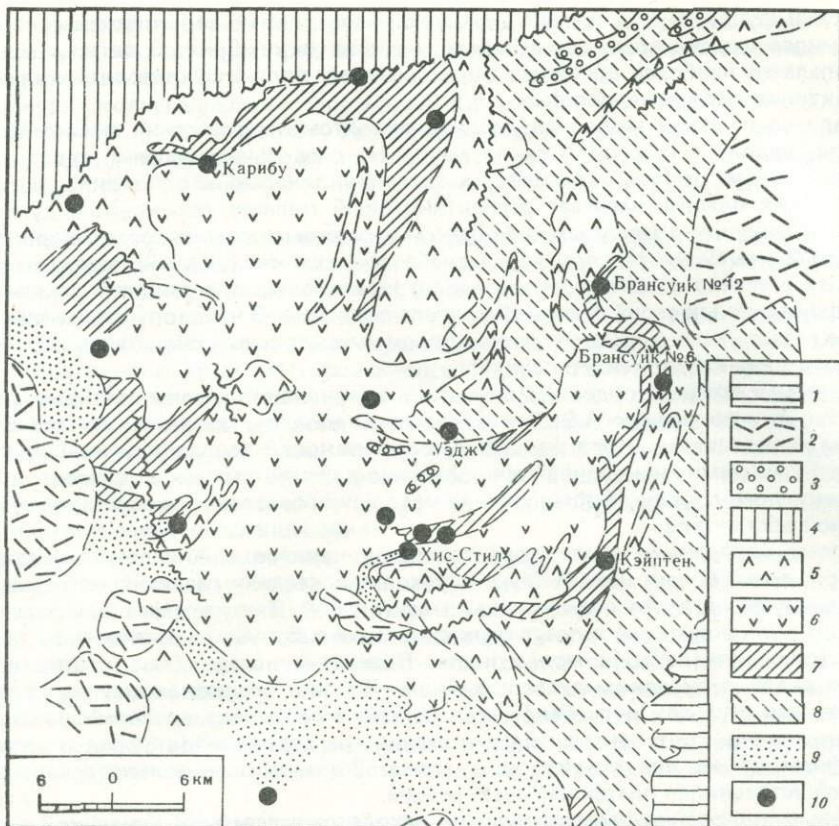


Рис. 25. Общая геология рудного района Батерст (Нью-Брансуик) [279]

1 — отложения каменноугольной системы; 2 — девонские граниты; 3 — девонские габбро; 4 — отложения силурийской системы; 5—9 — отложения среднего отдела ордовикской системы: 5 — вулканические породы основного состава, 6 — вулканические породы кислого состава, 7 — "порфиры" и "туфы", 8 — глинистые осадочные породы, 9 — кремнистые метаосадочные породы; 10 — сульфидные месторождения

Ордовикский складчатый пояс сложен породами группы Тетагуш, имеющей в общих чертах следующее строение [195].

1. Нижняя осадочная толща — светлоокрашенные кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями серых сланцев, количество которых возрастает вверх по разрезу. Нижний ордовик.

2. Кремнекислые вулканиты, состоящие из риолитовых туфов и порфиров.

3. Основные вулканиты, представленные пиллоу-базальтами и их туфами.

4. Верхняя осадочная толща — тонкослоистые темно-серые и зеленовато-серые сланцы с прослоями граувакков. Фауна среднего ордовика.

Центральная часть пояса сложена кремнекислыми вулканитами, обрамление — основными вулканитами и осадочными образованиями, с которыми породы ядра переслаиваются в довольно широкой переходной зоне. Кремнекислые породы центральной части пояса объединяют две основные разновидности: непорфировые туфы и перекрывающие их "порфиры" и "очковые сланцы", получившие свое название благодаря крупным угловатым или округлым выделениям ортоклаза, кислого плагиоклаза или кварца, погруженным в микрокристаллическую или сланцеватую основную массу из кварца, серицита, хлорита и полевого шпата. В настоящее время считается установленным, что большая часть этих пород как порфировых, так и афировых представляет собой туфы пеплового потока [139, 305], наряду с которыми присутствуют туфы выпадения, вулканогенноосадочные породы и субвулканические тела. Ряд особенностей указывает на то, что туфы отлагались в субмаринных условиях [195]. Породы обычно

содержат 70—75 SiO₂ и 6—9% K₂O + Na₂O с меняющимся, но высоким соотношением K₂O/Na₂O, достигающим 5:1. Все породы метаморфизованы в условиях низких ступеней зеленосланцевого метаморфизма.

Основные вулканиты представляют собой типичные зеленые сланцы с натриевым плагиоклазом и вторичными мафическими минералами. С ними ассоциируют слои яшм и магнетитсодержащих кремнистых сланцев. Верхняя осадочная толща характеризуется быстрой фациальной изменчивостью как по простиранию, так и вкрест него. Она представлена глинистыми, графитовыми, марганцево-железистыми и железистыми аспидными сланцами, тонкополосчатыми гематитовыми и хлоритовыми кварцитами, граувакковыми песчаниками.

Структура рудного района долгое время служила предметом оживленной дискуссии. В настоящее время большинство исследователей склоняются к мысли, что она представляет собой купол, осложненный на севере субмеридиональной синклиналию. В трактовке генезиса этой структуры Д. Харли [195] отстаивает гипотезу резургентной (восстановленной) кальдеры. Последующими тектоническими движениями в период Таконской орогении породы группы Тетагуш были смяты в систему складок северо-восточного простирания, причем имеются сведения о наложенности этих структур на более древние, имеющие северо-западное направление. Разрывные нарушения также имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное направление (см. рис. 26). Породы прорваны мелкими интрузиями габбро и диабазов и более крупными телами гранитов, гранодиоритов и монзонитов, связанными с акадской складчатостью [340].

Силурийский складчатый пояс сложен граувакками, сланцами, аргиллитами и вулканогенными породами среднего и верхнего силура, прорванными интрузиями габбро, гранитов, порфириров. По сравнению с ордовикскими породами отложения силура деформированы гораздо менее интенсивно.

Пенсильванский покров представлен тонкослоистыми красноцветными конгломератами и песчаниками верхнекаменноугольного возраста, полого залегающими на более древних, смятых в складки образованиях.

В рудном районе Батерст-Ньюкасл выделяется два четко разграниченных типа оруденения: массивные рудные тела, согласные с вмещающими их отложениями ордовикского складчатого пояса и отделенные от них региональным разломом жильные месторождения, секущие аспидные сланцы, аргиллиты и штоки порфиритов силурийского складчатого пояса [163]. Гипогенная сульфидная минерализация в обоих типах месторождений одинакова, но в первом типе она представлена мелкозернистыми массами, а во втором — крупнозернистыми сульфидами, выполняющими жилы. Еще одним отличием месторождений первого типа является широкое развитие на них железных шляп с мощностью местами до 45 м и зон вторичного сульфидного обогащения [349].

Основные запасы руды в районе сосредоточены в 22 месторождениях первого типа, размещающихся вдоль внешнего края кислого вулканического ядра ордовикского складчатого пояса (см. рис. 26). Все месторождения приурочены к зоне переслаивания кислых вулканитов с осадочным комплексом и основными эффузивами. Рудные тела, размещающиеся на площади около 1800 км², имеют весьма сходное строение. Они обладают линзообразной или пластообразной формой и часто смяты в мелкие складки волочения, осложняющие более крупные складчатые структуры. Характерно отсутствие связи рудных тел с дизъюнктивными нарушениями, хотя региональный разлом и несет некоторые признаки минерализации. Общим свойством руд месторождений является наличие в них полосчатых текстур, повторяющих слоистость вмещающих осадочных отложений. В большинстве месторождений присутствуют два типа сплошных сульфидных руд: мелкозернистые пиритовые руды со сфалеритом и галенитом и рассеянным халькопиритом и пирротин-халькопиритовые руды с рассеянным галенитом, сфалеритом, серебром и золотом. Цинк и свинец по всему рудному району встречаются в соотношении 2:1 или 3:1. Структуры руд характеризуются гранобластическими прорастаниями рекристаллизованных сульфидных минералов. Иногда встречаются порфиробластические, колломорфные и кокардовые структуры, хотя последние две имеют второстепенное значение. Дж. Калиокоски [217], изучавший минералогию руд Батерст-Ньюкасл, пришел к выводу, что первоначально все руды были чрезвычайно мелкозернистыми, а наблюдающиеся в настоящее время структуры являются следствием метаморфизма. Температура равновесия сосуществующих изото-

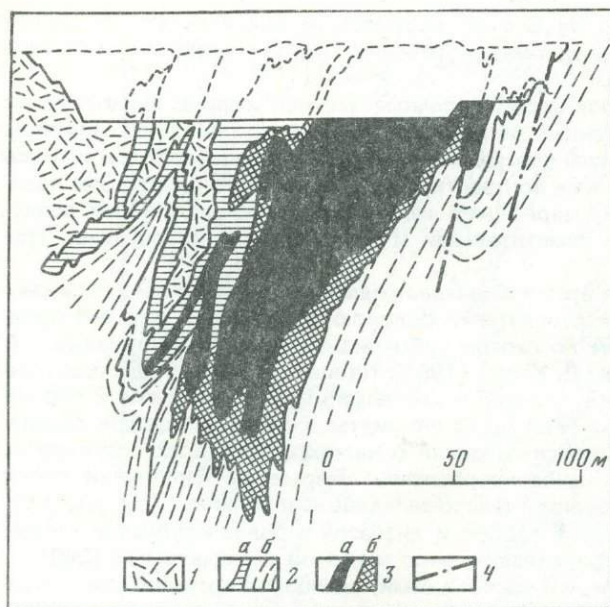


Рис. 26. Разрез месторождения Брансуик № 6 [312]

1 — верхние липаритовые порфиры и их туфы; 2 — рудовмещающий комплекс: а — железистая формация, б — порфириды, кварц-хлорит-серцитовые сланцы; 3 — колчеданные руды: а — массивные, б — вкрапленные; 4 — тектонические нарушения

пов кислорода на кварц-магнетитовой паре из боковой породы, по данным этого исследователя, составляет 515°C .

Некоторые месторождения пояса отчетливо подразделяются на свинцово-цинковую, медную и пиритовую зоны, но в большинстве случаев зоны перемежаются без определенной закономерности [306].

Многочисленные данные по изотопному составу серы сульфидов месторождений Батерст-Ньюкасл были сообщены Дж. Ласком

[258]. Он показал, что массивные сульфиды месторождений имеют средние значения $\delta^{34}\text{S}$ между $+6,5$ и $+16,5$ и диапазон изменений в основном $6-8\%$. Сульфиды из осадочных отложений показывают широкий диапазон изменений $\delta^{34}\text{S}$, составляющий около 40% . В то же время сульфиды жильных месторождений силурийского складчатого пояса имеют незначительные колебания $\delta^{34}\text{S}$: от $+0,6$ до $+1,4\%$. Дж. Ласк приходит к выводу, что обогащение серы массивных сульфидов тяжелым изотопом могло происходить при смешении морской сульфатной серы и горячих металлонесных серосодержащих флюидов, поступающих с глубины.

Месторождение Брансуик № 6 является одним из крупнейших в рудном районе. Оно расположено в восточном обрамлении кислого вулканического ядра, в 26 км к юго-западу от г. Батерст. Месторождение содержит 28 млн. т руды, из них 22 млн. т приходится на долю пирит-сфалерит-галенитовой зоны, содержащей 40 Fe, 45 S, 2 Pb, 5 Zn, 0,4% Cu и 41 г/т Ag, а 6 млн. т относится к пирротин-халькопиритовой зоне, содержащей незначительное количество Zn и 0,5–0,8% Cu. Месторождение разбурено до глубины 300 м. Большая часть руды добывается открытым способом.

Группа Тетагуш в пределах месторождения представлена кварц-полевошпатовыми "очковыми сланцами", содержащими вкрапленники кварца размером 5–6 мм и полевого шпата (ортоклаз и олигоклаз) размером до 20 мм, постепенно переходящими вверх по разрезу в кварцевые "очковые сланцы". Очковые сланцы перекрываются отложениями "железной формации", состоящей из кварцитов и алевролитов с высоким содержанием хлорита, гематита, карбоната и кварца и переменным количеством магнетита. Среднее содержание железа в породах формации составляет 85%. Характерно, что за пределами месторождения концентрация магнетита в железной формации уменьшается. Внутри железной формации присутствуют прослои массивных сульфидов и хлоритовых сланцев мощностью до нескольких футов. Выше отложений железной формации залегают слабо рассланцованные липаритовые порфиры и их туфы, несколько более основные по составу, чем подстилающие их очковые сланцы. На южном фланге месторождения в них залегают небольшая межпластовая интрузия габбро. Все породы смяты в изоклиналильные складки, осевые плоскости которых простираются в субмеридиальном направлении и падают к западу.

Массивные руды залегают в породах железной формации, вдоль контакта с подстилающими кремнекислыми вулканитами. Структура месторождения характеризуется

¹ Породы "железной формации" по внешнему виду напоминают сильно обогащенные железом слоистые яшмы (В.А. Прокин — устное сообщение).

S-образной складкой волочения, опрокинутой в восточном направлении и круто погружающейся к юго-западу (рис. 26). Месторождение состоит из трех частей: большой свинцово-цинковой залежи в смятой и сдвинутой зоне шириной 130 и длиной около 300 м; седловидного пиритного тела, облекающего антиклинальный выступ кислых вулканитов, мощность его в наиболее широкой части составляет около 30 м; рассеянного пирит-пирротин-халькопиритового оруденения в хлорит-серицитовой сланцеватой зоне подошвы большого рудного тела мощностью до 200 м.

Руды имеют мелкозернистую структуру, местами полосчатую и плейчатую текстуру, повторяющую сложный складчатый рисунок рудовмещающих пород. Основным рудным минералом является пирит, слагающий до 75% массивных руд. Он образует эвгедральные и субгедральные зерна размером 0,4—1 мм. Вторым по распространенности рудным минералом является сфалерит, заполняющий интерстиции зерна пирита или трещины в пиритных агрегатах. Сфалерит часто содержит включения магнетита. Размеры его выделений слегка превышают зернистость пирита. Цвет от черного до светло-желтого. Галенит замещает пирит и сфалерит в рудных прожилках либо встречается в трещинах и интерстициях. Халькопирит обычно ассоциирует с пирротинном, иногда заполняет трещины, местами замещает сфалерит и галенит. Из второстепенных минералов отмечены станнин, касситерит, теннантит-тетраэдрит, энаргит, самородное серебро, кубанит, ковеллин, халькозин, борнит и золото. Железная шляпа, состоящая из лимонита, англезита, ярозита и других вторичных минералов, мощностью 0,6—1,5 м, считается постледниковой. Околорудные изменения представлены хлоритизацией в подошве главного рудного тела, причем мощность хлоритовых сланцев возрастает в соответствии с мощностью массивных сульфидов. Дж. Калиокоски [216], изучавший минералогия рудных тел месторождения, установил, что максимальная температура кристаллизации сфалерита составляет около 480°С.

Месторождение **Остин-Брук**, расположенное в 0,8 км от Брансуик № 6 и отделенное от него разломом северо-западного простирания, явилось отправным пунктом для открытия колчеданных месторождений в рудном районе. Оно было известно с конца прошлого века и разрабатывалось с целью извлечения магнетита из сланцев железной формации. При разведке этого месторождения было обнаружено небольшое (запасы составили 1 млн. т руды) тело массивных сульфидов, содержащих 1,86 Pb, 2,93% Zn и 28 г/т Ag. Рудное тело в форме неправильной линзы максимальной мощностью около 5 м залегает вдоль контакта кислых вулканитов и перекрывающих их сланцев железной формации параллельно слоистости осадочных пород и сланцеватости в подстилающих кремнекислых вулканитах. Верхний контакт его относительно четкий, но рассеянная сульфидная минерализация наблюдается на расстоянии до 4 м от кровли рудной залежи, причем сульфиды иногда образуют пласты мощностью 1—2,5 см, параллельные слоистости железной формации. В подошве рудного тела ширина зоны вкрапленных сульфидов в хлоритовых сланцах достигает 30 м. Основными минералами массивных сульфидных руд являются пирит и пирротин, в подчиненном количестве встречаются галенит и сфалерит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, сидеритом, хлоритом.

Месторождение **Брансуик № 12** находится в 9,5 км к северо-западу от Брансуик № 6 и приурочено к тому же стратиграфическому уровню. До глубины 830 м в нем насчитывают 28 млн. т руды, содержащей в среднем 9 Zn, 3% Pb и 67 г/т Ag. Кроме того, халькопирит-пирротиновая зона содержит 2,7 млн. т руды, содержащей 1,33% Cu. Как и на описанных выше месторождениях, рудовмещающими породами являются графитизированные сланцы, кварциты, алевролиты и кремнистые сланцы с хлоритом и магнетитом, а лежащим боком служат кислые вулканиты.

Рудная зона, а местами руда рассекается дайкой кварц-полевошпатовых порфиров, протягивающейся в меридиональном направлении вдоль всего месторождения (рис. 27). Месторождение локализовано в носовой части Z-образной складки волочения, круто (под углами 65—70°) погружающейся к западу и осложненной многочисленными мелкими складочками. Оно подразделяется на три части: линзообразное тело массивного пирита со сфалеритом, халькопиритом и галенитом (основная зона); неправильное тело, состоящее преимущественно из пирита (западная зона); халькопирит-пирротин-пиритовую прожилково-вкрапленную минерализацию в подошве основной зоны.

Основная зона имеет неправильную линзовидную форму и размеры 400 × 400 × 90 м. В северной части ее сохранились реликты железной формации с первичным магнети-

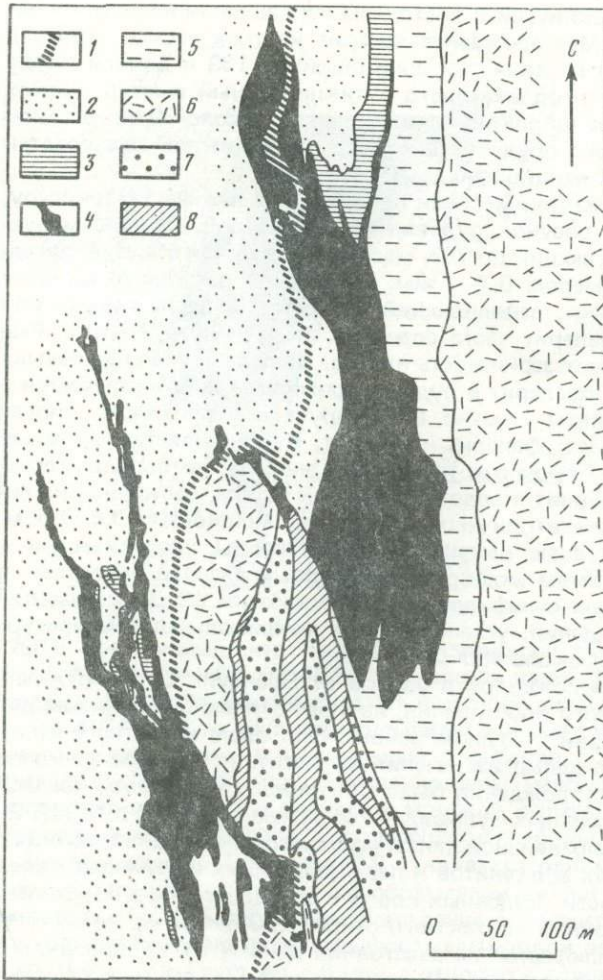


Рис. 27. План горизонта 480 м месторождения Брансуик № 12 [312]

1 — дайка кварц-полевошпатовых порфиров; 2 — сланцы висячего бока; 3 — железистая формация; 4 — сульфидные руды; 5 — сланцы лежащего бока; 6 — порфиroidы; 7 — осадочные породы; 8 — углистые аргиллиты и графитистые сланцы

том, в южной части брекчиевые руды частично распространяются в измененные и рассланцованные кислые вулканиты. Западная зона прослежена с глубины от 105 до 1030 м по падению. Она имеет меньшую мощность и интенсивнее смята по сравнению с основной зоной.

Руда массивная, тонкозернистая, минералогия и парагенезис напоминают Брансуик № 6, отличаясь только широким развитием арсенопирита, образующего эв- и субгедральные зерна внутри пирита. Тонкозернистый пирит часто формирует пористые агрегаты, заключающие в поровых пространствах сфалерит, галенит и халькопирит, а иногда образует сферические зерна или почковатую руду. Сфалерит месторождения Брансуик № 12 образует довольно крупные зерна преимущественно коричневой окраски. Как и на месторождении Брансуик № 6, большая часть массивных руд имеет слоистую текстуру. Слоистость, параллельная слоистости вмещающих пород, выявляется благодаря удлиненным скоплениям пирита, сфалерита и в меньшей степени галенита и арсенопирита.

Зональность в размещении сульфидов в главном рудном теле выражается в резкой смене массивных мелкозернистых пиритных руд, слагающих южное окончание рудного тела слоистыми пирит-сфалерит-галенитовыми рудами, залегающими в центральной и северной его части. Кроме того, наблюдается поперечная зональность, характеризующаяся максимальными содержаниями свинца и цинка в подошвенной трети рудного тела и постепенным уменьшением этих компонентов по направлению к кровле, где около четверти рудной массы представлено колломорфным пиритом со слоями и линзами кремнистого аргиллита. Распределение меди в руде главной зоны соответствует направлению зональности свинца и цинка и общей слоистости. Максимальные концентрации меди отмечаются в нижних частях рудной залежи как в массивных рудах южного окончания, так и в слоистых — на севере. По направлению к кровле рудной залежи содержание халькопирита постепенно падает. Западная зона характеризуется более сложным распределением сульфидов. Главной особенностью ее является приуроченность повышенных концентраций меди не к подошвенной, а к прикровлевой части рудной залежи. Это трактуется некоторыми исследователями как свидетельство опрокидывания рудного тела. Перекристаллизация сульфидов характерна для западной зоны в большей степени по сравнению с главной.

Месторождение Кейптен находится в 15 км к юг-юго-западу от Брансуик № 6 в юго-восточном обрамлении кислого вулканического ядра (рис. 28). Оно было открыто

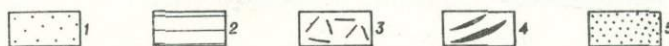
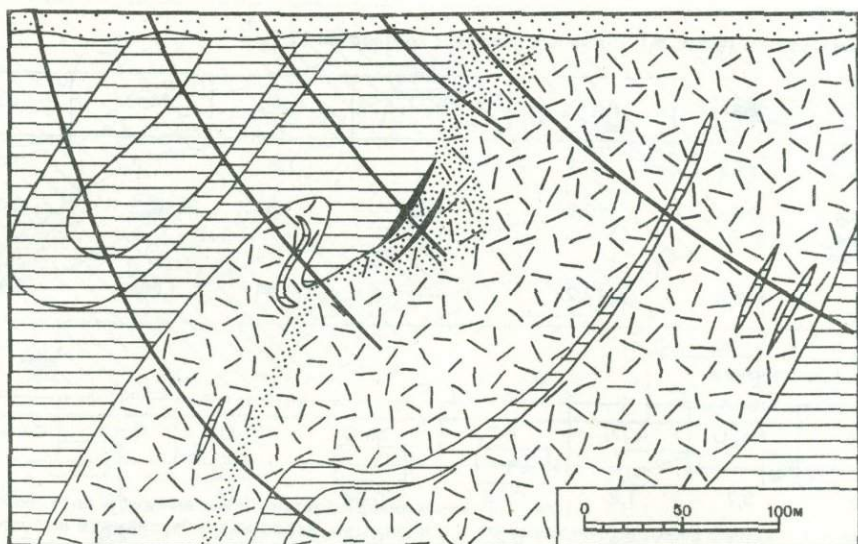


Рис. 28. Геологический разрез месторождения Кейптен [361]

1 — ледниковые отложения; 2 — аргиллиты, кварциты, граувакки, графитовые сланцы; 3 — кварцевые и кварц-полевошпатовые очковые сланцы, кварц-серицитовые сланцы, аргиллиты; 4 — массивные сульфиды; 5 — вкрапленные руды

в 1953 г. и разведано в 1956—1957 гг. с помощью геофизических методов и алмазного бурения.

Месторождение приурочено к южному продолжению субмеридиональной структуры, вмещающей месторождения Брансуик № 6 и Остин-Брук, в строении которой принимают участие последовательно перекрывающиеся друг друга андезиты, риолиты и риолитовые порфиры, кварцевые и кварц-полевошпатовые очковые сланцы, аргиллиты, кварциты и граувакки, кварц-полевошпатовые очковые сланцы и риолиты. Породы изменены в условиях верхней ступени хлоритовой фации метаморфизма. На участке месторождения они слагают крутопадающую на запад моноклираль, осложненную мелкими складками волочения.

Месторождение приурочено к контакту очковых сланцев и перекрывающей их тригенной толщи, характеризующейся резкой фациальной изменчивостью. У. Таппер, Д. Бачински и Р. Бойль [361] считают, что очковые сланцы, вмещающие месторождение Кейптен, не являются аналогами сланцев месторождения Брансуик № 6, а залегают стратиграфически выше. В южной части месторождения они прорываются гранофиоровыми гранитами предположительно девонского возраста.

Химические составы кварцевых, кварц-полевошпатовых очковых сланцев и гранитов приводятся в табл. 4.

Месторождение Кейптен представляет собой зону обильной вкрапленной минерализации, с отдельными линзами массивных сульфидов висячем боку (см. рис. 28). Минерализованная зона мощностью около 25 и протяженностью 120 м простирается в север—северо-восточном направлении и падает на запад под углом 70° , прослеживаясь до глубины 240 м. Она приурочена к сильно сжатой складке волочения, круто погружающейся на юго-запад.

Основными рудными минералами являются пирит и халькопирит, наряду с ними присутствует небольшое количество линнеита, сфалерита, галенита, пирротина, станнина, арсенопирита, ковеллина, а также касситерит, магнетит, креннерит, петцит, антимонит, галено-висмутит.

Месторождение Хис-Стил приурочено к южному обрамлению кислого вулканического ядра ордовикского складчатого пояса. Оно содержит около 8 млн. т. руды, средние содержания полезных компонентов, в которой колеблются в следующих пределах:

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) пород месторождения Кейптен [361]

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
Кварцевые сланцы	75,4	12,6	0,3	1,8	0,9	0,4
Кварц-полевошпатовые очковые сланцы	74,5	12,6	0,6	1,9	1,3	0,3
Граниты	77,5	12,2	—	0,44	0,3	0,2

Таблица 4 (окончание)

Порода	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма
Кварцевые сланцы	3,7	1,8	0,36	0,08	0,14	2,0	99,4
Кварц-полевошпатовые очковые сланцы	1,1	4,4	0,29	0,05	0,14	2,0	99,1
Граниты	5,9	0,6	0,08	0,00	0,15	0,7	98,3

Zn 3,6–7,2%, Pb 1,3–3, Cu 1,1–1,4%, Ag 58–95 г/т. По свидетельству Дж. Каллиокоски [217], это месторождение является одним из наиболее метаморфизованных в рудном районе Батерст-Ньюкасл.

Рудовмещающий комплекс состоит из кислых и основных вулканических пород, измененных в условиях низкой и средней ступеней зеленосланцевого метаморфизма и мелкозернистых кварц-серцитовых сланцев, представляющих собой, возможно, измененные тонкослоистые туфы. Интрузивные породы на территории месторождения отсутствуют. Главным структурным элементом является круто погружающаяся опрокинута антиклинальная складка, нарушенная разломами восток–северо-восточного направления. 12 рудных тел разнообразной формы залегают в небольших складках, осложняющих основную антиклиналь.

Рудные тела подразделяются на три группы (рис. 29):

зона В состоит из трех рудных тел, залегающих в породах железной формации, имеющей широтное простирание, крутое северное падение и западное погружение;

зона АСД включает пять рудных тел, располагающихся в контакте кислых вулканитов и осадочных пород, она может быть представлена как серия складок северо-восточного простирания, погружающихся к западу;

зона Е располагается по середине между двумя описанными выше и содержит четыре плитообразных рудных тела в хлоритовых сланцах, переслаивающихся с кислыми вулканитами.

Границы всех рудных тел с вмещающими породами резкие, местами неправильные. Минералогия рудных тел обычна для района и представлена двумя ассоциациями: пирит-сфалерит-галенитовой и пирротин-пирит-халькопиритовой. Массивные руды на 95% сложены сульфидами — эв- и субгедральными зернами пирита размером до 40 мкм и интерстициальными образованиями пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. В трех рудных телах пирротин и халькопирит преобладают. Второстепенные минералы — арсенопирит, магнетит, теннантит-тетраэдрит, висмутин, фрейбергит, марказит, гематит и некоторое количество графита. Характерно широкое развитие самородного висмута, замещающего галенит, пирротин и халькопирит, а также халькозина, встречающегося на глубине более 27 м от поверхности рудных тел. Ковеллин встречается реже и преимущественно развивается по халькозину [164]. Железная шляпа у отдельных залежей имеет мощность до 15 м и содержит в основании 5–15 см черной рыхлой породы, богатой аргентитом и акантитом. Рассеянная сульфидная минерализация, содержащая

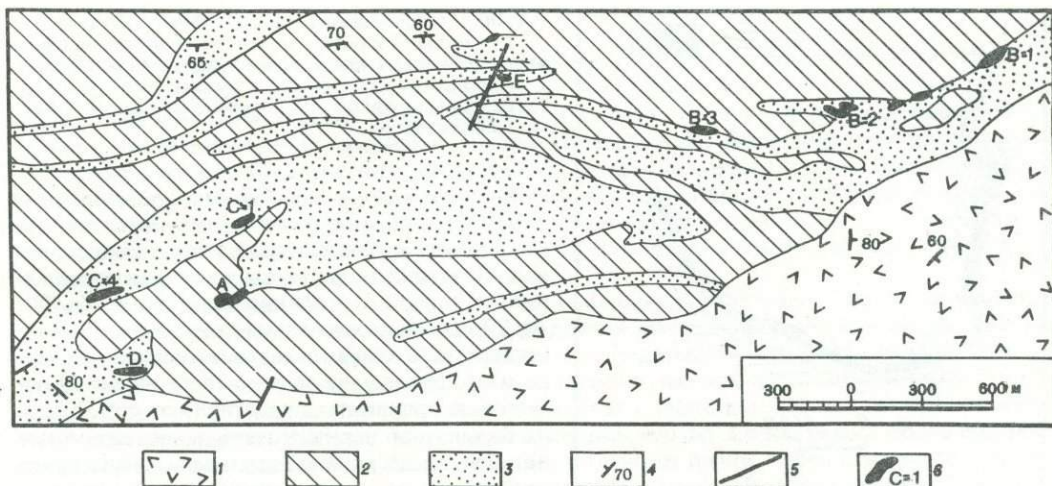


Рис. 29. Геология и рудные зоны месторождения Хис-Стил [306]

1 — кислые вулканические породы; 2 — кварц-полевошпатовые очковые сланцы; 3 — хлоритизированные туфы, осадочные породы; 4 — элементы залегания; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудные зоны

до 10% пирротина и халькопирита, широко распространяется в подошвенной части рудных залежей.

С целью установления зональности в распределении сульфидов на месторождении было детально исследовано рудное тело В-1 [257]. Это тело имеет пластообразную, осложненную разрывами и пережимами форму и залегает согласно между слоистыми метаосадочными породами и перекрывающими их кремнекислыми вулканитами. Метаосадочные породы местами прорваны неправильными телами кварцевых порфиров, непосредственно примыкающими к подошве массивных сульфидов.

Большая часть рудного тела В-1 характеризуется слоистыми текстурами, параллельными ограничению рудного тела. Они возникают благодаря чередованию слоев, сложенных различными сульфидами, а также сульфидами и жильными минералами, пропорции которых остаются постоянными внутри одного слоя. Мощность слоев колеблется от 0,1 до 2,5 см, протяженность за редким исключением не превышает 1 м.

Отдельные слои характеризуются следующими минералогическими ассоциациями: 1) сфалерит, галенит и пирит с небольшим количеством пирротина; 2) халькопирит и пирротин при полном отсутствии либо очень малом содержании сульфидов свинца и цинка; 3) пирит — единственный из сульфидов, образующий слои без примеси других минералов; 4) магнетит встречается как второстепенный компонент в любой минеральной ассоциации и изредка формирует самостоятельные слои; 5) кварц и хлорит в качестве жильных минералов ассоциируют со всеми компонентами.

Для изучения вертикальной зональности в распределении цветных металлов рудное тело на всем протяжении было разбито на пять слоев равной мощности. Статистическая обработка многочисленных анализов показала постепенное увеличение количества Pb, Zn и сопровождающего их Ag и такое же плавное сокращение Cu вверх по разрезу.

Кроме того, была установлена латеральная зональность, выражающаяся в наличии двух центров концентрации металлов, сохраняющих свое положение практически во всех слоях. Для Pb, Zn и Ag характерно постепенное снижение содержаний от центров к периферии, для Cu, напротив, постепенное увеличение до какого-то предела, а затем полное исчезновение. Один из центров распределения металлов располагается над "порфировым" телом в подошве рудной залежи, второй — в непосредственной близости от другого порфирового тела.

Центры интерпретируются Дж. Ласком [257] как фумарольные отверстия, через которые гидротермальный флюид выходил на поверхность морского дна. Р. Уайтхэд [381] пришел к выводу о вулканогенно-осадочном происхождении руд месторождения Хис-Стил на основании распределения Fe и Mn в массивных сульфиде, отложениях железной формации и рудовмещающих осадочных отложениях.

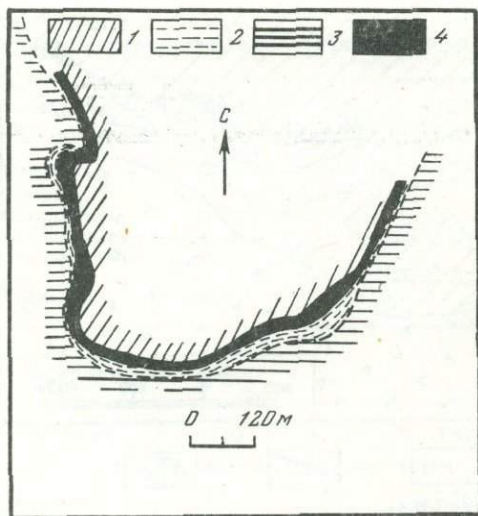


Рис. 30. Месторождение Карибу (план) [279]

1 — хлорит-серицит-кварц-полевошпатовые очковые сланцы или кварц-полевошпатовые порфиры; 2 — рассеянные сульфиды в хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцах; 3 — черные сланцы; 4 — массивные сульфиды

Месторождение Карибу расположено у северной Границы кислого вулканического ядра, в 50 км к западу от г. Батерст. Оно содержит 28 млн. т руды со следующими содержаниями полезных компонентов: Pb 2, Zn 5%, Ag 29 г/т. Месторождение приурочено к переходной зоне между кислыми туфами на севере и графитовыми аргиллитами на юге. Графитовые аргиллиты представляют собой темно-серые или черные очень тонкозернистые породы с деформированными кварцевыми прослоями и прожилками, с горизонтами граувакк, кварцитов и туфов. Они содержат сингенетичный пирит в виде глобулей

диаметром 0,001–0,01 мм, сфероидальных пучков таких глобулей и кубиков. Кислая вулканическая толща состоит из серий метаморфизованных и рассланцованных пепловых и шлаковых литоидных туфов, сложенных кварцем и серицитом, с небольшим количеством хлорита, полевого шпата, стильпномелана, эпидота, сфена, цоизита, кальцита, рутила, пирита и ильменита. Присутствуют обломки вкрапленников кварца и полевого шпата, преимущественно калиевого. Все породы флексуобразно изогнуты и разбиты сбросами.

Рудная зона приурочена к широкой, круто погружающейся в северо-восточном направлении синклиальной складке (рис. 30). Она содержит не менее трех пластообразных рудных тел мощностью до 30 м и протяженностью 500–1500 м. Кровлей ступенчато расположенных рудных залежей служат кислые туфы, а подошвой — графитовые аргиллиты. Контакт кровли резкий, а подошвы — постепенный с большим количеством сульфидов.

Руды имеют обычную для района Батерст-Ньюкасл минералогию и полосчатое строение, выражающееся в перемежаемости слоев пирита различной зернистости со слоями сфалерита, реже галенита и силикатов (кварца, хлорита, серицита, стильпномелана). Размеры сульфидных выделений не превышают 0,1 мм, но обычно значительно меньше. Для пирита отмечаются колломорфные, фрамбоидальные, зернистые и катакlastические структуры. В галените, сфалерите и халькопирите обнаруживаются следы пластических деформаций. Зональность месторождения выражается в концентрации полезных компонентов в центральной части месторождения и наличии почти пустых пиритовых руд в его краях. Кроме того, в северной части месторождения галенит, сфалерит и арсенопирит сосредоточены в кровле, а халькопирит — в подошве рудного тела.

Месторождение Уэдж является еще одним сравнительно крупным представителем залежей массивных сульфидов данного рудного района. Оно расположено в краю синклинального выступа, осложняющего на северо-востоке кислое вулканическое ядро. Массивная руда содержит необычно много Cu (до 3%) и Zn (1,75%). Рудовмещающими породами являются порфиры и туфы липаритов, перекрывающиеся аргиллитами. Линзообразное рудное тело, изогнутое в форме рыболовного крючка, приурочено к погружающейся в восточном направлении складке волочения. Оно имеет 360 м в длину, 4,5–45 м в ширину и разведано до глубины 150 м. Руда состоит на 95–100% из сульфидов, наиболее распространенным из которых является пирит. Далее следуют халькопирит, сфалерит, галенит, самородное серебро и теннантит.

Халькопирит концентрируется внутри зоны развития крупнозернистого пирита вдоль кровли и подошвы наиболее широкой восточной части рудного тела и у контакта с риолитами в северной части его. Небольшие по протяженности прослои сфалерита и галенита внутри тонкозернистого пирита также тяготеют к подошве восточной части месторождения [306].

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСТРОВА НЬЮФАУНДЛЕНД

Остров Ньюфаундленд, занимающий северное окончание Аппалачской складчатой системы, уже в XIX в. был широко известен как район богатых медноколчеданных месторождений. В настоящее время там насчитывается около 100 месторождений этого типа, преимущественно среднего и мелкого масштаба. Большинство колчеданных месторождений расположено по побережью зал. Нотр-Дам, некоторые находятся в центральной части острова (рис. 31), геологически они принадлежат западной краевой зоне центрального пояса Аппалачей [127], сложенной раннедевонским офиолитовым комплексом. На западном побережье зал. Нотр-Дам в ненарушенном залегании офиолитовый комплекс имеет следующее строение.

Две мощные толщи подушечных базальтов (нижние и верхние пиллоу-лавы) подстилаются серией параллельных диабазовых даек и маломощными габброидами, ниже которых залегает сложная серия ультрабазитов, представленных пироксенитами, гарцбургитами и хромсодержащими дунитами. Нижние пиллоу-лавы мощностью около 4 км сложены почти монотонной толщей базальтов с редкими прослоями кремнистых сланцев и аргиллитов. Верхние пиллоу-лавы мощностью до 2,5 км имеют более пестрое строение, помимо подушечных базальтов, они включают пачки туфов основного и среднего состава, а также базальтовые агломераты. По данным Р. Коиша [158], верхние пиллоу-лавы и габбро имеют более калиевый состав, а нижние пиллоу-лавы и слоистый дайковый комплекс являются более натриевыми. Породы изменены в условиях зеленосланцевой фации, причем степень метаморфизма закономерно возрастает с глубиной. Ультрабазиты подверглись разнообразным изменениям от низкотемпературной серпентинизации до высокотемпературного оталькования.

Некоторые исследователи [158, 365] предполагают, что офиолитовая серия на западном побережье зал. Нотр-Дам представляет собой типичный пример океанической коры в зоне срединно-океанического хребта.

На северо-западе офиолиты граничат с верхней зеленосланцевой и нижней амфиболитовой фациями докембрийско-кембрийских метаосадочных и метавулканических пород и на юго-востоке — с песчаниками, железисто-магнезиальными и кремнистыми вулканическими породами силурийского возраста. Породы деформированы и прорваны интрузиями гранитоидов, связанными с акадской орогенцией.

Колчеданные месторождения Ньюфаундленда находятся в узких тектонических блоках, каждый из которых характеризуется некоторым своеобразием в строении рудовмещающих толщ. Однако, по данным Х. Ападхаи и Д. Стронга [365], наиболее благоприятным горизонтом для рудоотложения является контакт дайковой серии и перекрывающих ее нижних пиллоу-лав. Характерной особенностью большинства колчеданных месторождений Ньюфаундленда является высокое содержание в руде меди при минимальном количестве цинка и почти полном отсутствии свинца.

Месторождение Тилт-Ков расположено на мысе Берлингтон, у северного берега зал. Нотр-Дам. Оно известно с 1857 г. и является первым открытым на Ньюфаундленде медным месторождением. До 1917 г. из него было извлечено около 1,5 млн. т высококачественной медной руды, местами обогащенной никелем и золотом. В 1957 г. была предпринята доразведка месторождения, в результате чего было обнаружено еще около 6 млн. т руды.

Рудовмещающими породами служит нижнеордовикская группа Снук-Арм, протягивающаяся на 16 км вдоль западного берега зал. Нотр-Дам от месторождения Тилт-Ков на севере до месторождения Беттс-Ков на юге. Группа Снук-Арм представляет собой офиолитовый комплекс, сложенный снизу вверх ультрабазитами, габбро, пластинчатой дайковой серией, пиллоу-лавами и вулканокластическими образованиями. Наиболее полно этот комплекс представлен в районе Беттс-Ков. В других местах пиллоу-лавы отделены от ультрабазитов разломами. Ультрабазиты подразделяются на пироксениты, гарцбургиты и дуниты. Эти разновидности чередуются в виде правильных слоев мощностью от нескольких миллиметров до 1,5 м и обнаруживают кумулятивные структуры. Верхний контакт ультрабазитового комплекса сильно варьирован, но обычно содержит зону переслаивания пироксенитов и габбро, переходящих вверху в габбро. Габбровый член серии не имеет повсеместного распространения. Он сечется большим количеством даек основного состава, число которых растет вверх по разрезу, достигая 100% в пластинчатом дайковом комплексе. Там, где габбровый член отсутствует,

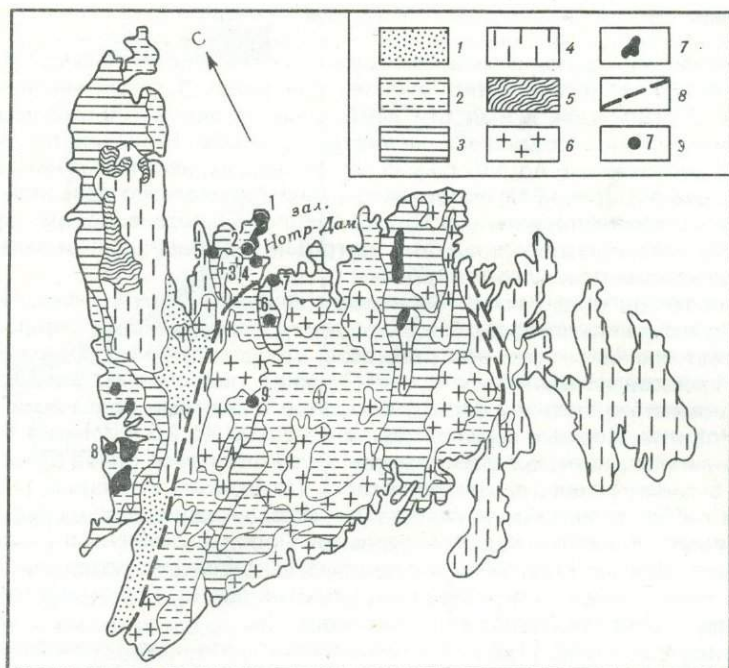


Рис. 31. Карта размещения колчеданных месторождений Ньюфаундленда

1 — миссисипские и пенсильванские отложения; 2 — силурийские и нерасчлененные ордовикско-силурийские отложения; 3 — ордовикские отложения; 4 — кембрийские и кембрийско-верхнепротерозойские отложения; 5 — архейские отложения; 6 — гранитоиды; 7 — ультрабазиты; 8 — тектонические нарушения; 9 — колчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 — Титл-Ков, 2 — Беттс-Ков, 3 — Литл-Бей, 4 — Уэлсбек, 5 — Консолидейтед-Ремблер, 6 — Галбридж, 7 — Пиллиз-Айланд, 8 — Йорк-Харбур, 9 — Бачен

пластинчатый дайковый комплекс внезапно кончается внутри ультрабазитового члена. Перекрывающие пиллоу-лавы обычно отделены от дайкового комплекса разломом, но в некоторых случаях дайки быстро, но постепенно уменьшаются по направлению к пиллоу-лавам. Последние содержат пиллоу-брекчии, аквагенные туфы и большое количество красного кремнистого материала в интерстициях подушек. Слоистые породы представлены маломощными вулканогенно-осадочными породами, пироксенсодержащими андезитовыми туфами и граувакками, небольшим количеством аргиллитов, красных и зеленых кремнистых сланцев. Пироксениты прерваны дайками кварцевых порфиров и гранитов предположительно девонского возраста.

На месторождении Тилт-Ков рудные тела размещаются в пиллоу-лавах и пиллоу-брекчиях. Месторождение, включающее несколько рудных тел, делится на Восточную и Западную части. Восточная представлена массивными линзообразными крутопадающими телами, сложенными мелкозернистым пиритом и халькопиритом с подчиненным количеством сфалерита, гематита, магнетита, пирротина, лимонита. Жильные минералы представлены хлоритом, мусковитом, кварцем, карбонатами. Пирит образует зерна шарообразной формы и характеризуется фрамбоидальной, ячеистой или концентрически зональной структурой. Сфероиды пирита диаметром до 12 мкм наблюдаются в виде скоплений во вмещающих породах или цементируют тонкозернистые агрегаты пирита и халькопирита. Обычны концентрически зональные сростания пирита, халькопирита и сфалерита. Как указывают К. Канехира и Д. Бачинский [220], текстуры руд свидетельствуют о том, что они образовались в близповерхностных условиях и претерпели очень слабый метаморфизм. Магнетит встречается в сплошных массах, местами слабо брекчирован и сцементирован сульфидами. Некоторое количество гематита присутствует в пустотах магнетитовых масс.

В Западной зоне оруденение представлено штокверками, прожилками и рассеянной вкрапленностью халькопирита, пирита, пирротина, кварца и анкерита в хлоритизирован-

ных пиллоу-лавах. Никель- и кобальтсодержащие минералы, включая маухерит, никелин, хлоантит, герсдорфит, раммельсбергит, арсенопирит, виоларит и миллерит встречаются на участках пересечения серпентинитов дайками кварцевых порфиров.

По данным Д. Бачинского [124], изотопный состав серы сульфидов массивных и прожилково-вкрапленных руд колеблется в области положительных значений $\delta^{34}\text{S}$ от +5,5 до +17,2%. Лишь два образца пирита из штокверковых зон показали более высокие значения $\delta^{34}\text{S} = +21,7$ и $+25^0/_{00}$.

Месторождение **Беттс-Ков** расположено на побережье зал. Нотр-Дам, в 16 км к юго-западу от Тилт-Ков, в тех же нижнеордовикских офиолитах. Разрабатывалось с 1875 по 1883 г. За это время было добыто 140 тыс. т руды, содержащей 5–10% Cu и большое количество золота, а также несколько тысяч тонн цинковой руды.

На месторождении Беттс-Ков сульфидная минерализация приурочена к слоистой дайковой серии и пиллоу-лавам. Отдельные включения пирита, реже халькопирита, постоянно присутствуют в слоистом дайковом комплексе. Наиболее крупные рудные тела располагаются в хлоритизированных зонах разломов, которые тесно связаны с контактом пиллоу-лав и дайкового комплекса. Минерализация в пиллоу-лавах обычно концентрируется между подушками, но может быть и распылена внутри них. В отвалах шахт встречаются многочисленные образцы руды с признаками осадочной слоистости и оползневыми складками [363].

Пирит — наиболее распространенный рудный минерал. Кроме него, развивается халькопирит, в меньшей степени сфалерит. В образцах слоистой руды все эти минералы образуют самостоятельные прослои с отчетливыми контактами. В массивных рудах эвгедральные кристаллы пирита погружены в сфалерит-халькопиритовую матрицу. В зонах разломов руда и сопровождающие ее жильные минералы, в частности кварц, подвергаются рассланцовке. При этом наблюдаются все стадии перехода от массивной к рассланцовой руде.

Месторождение **Литл-Бей** расположено на западном побережье залива Нотр-Дам. В конце прошлого века из него было добыто около 200 тыс. т руды, содержащей 2,5–10% меди. После нового открытия месторождения в 1961 г. оно дало еще 1 млн. т золотосодержащей медноколчеданной руды. Рудовещающими породами служат хлоритизированные ордовикские пиллоу-лавы. Оруденение представлено несколькими рудными линзами мощностью около 10 и длиной до 300 м. Линзы имеют широтное простирание и крутое южное падение, вдоль которого они прослежены до глубины более 330 м. Основные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит и магнетит. Изотопный состав серы сульфидов месторождений Литл-Бей довольно стабилен. В 11 образцах $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от +9,9 до $+13,8^0/_{00}$. Наиболее высокие значения соответствуют вкрапленным рудам [124].

Месторождение **Уэлсбек**, расположенное в 5 км к западу от Литл-Бей, весьма сходно с ним по геологическому положению и характеру оруденения. Руда содержит в среднем 1,75% меди. Крутопадающая линзообразная рудная зона шириной 10 и длиной около 400 м прослежена до глубины 280 м. Основные рудные минералы — пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит; второстепенные — пентландит, магнетит, кубанит, галенит, ильменит; жильные — кварц, хлорит. Изотопный состав серы сульфидов, по данным Д. Бачинского [124], колеблется от +1,2 до $+7,4^0/_{00}$.

Месторождение **Консолидейтед-Ремблер** открыто в 1905 г. в северной части п-ова Берлингтон. Разрабатывается подземным способом с 1964 г. Содержит около 2 млн. т руды, состоящей из Cu 1,65, Zn 2,16%, Au 4,2 и Ag 24,1 г/т. Вмещающими породами служат ордовикские базальты с прослоями туфов и осадочных пород, рассеченные мелкими интрузиями и дайками девонского возраста. Месторождение включает две основные рудные зоны: Ремблер и Восток. Рудное тело Ремблер мощностью 1,5–7,5 и протяженностью 135 м погружается к северу под углом 40° и сложено пиритом, халькопиритом и сфалеритом, местами со значительным количеством самородного серебра и золота. Околорудные изменения представлены окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией. Рудная зона Восток, расположенная в 1800 м восточнее, представляет собой сильно пиритизированные хлоритовые сланцы с небольшим количеством халькопирита.

Месторождение **Галбридж** расположено в 40 км от побережья, к юго-западу от зал. Нотр-Дам. Известно с 1905 г. С 1967 по 1972 гг. на месторождении было добыто 3 млн. т руды, содержащей 1,1% меди. Разработка до глубины 340 м велась шахтным

способом. В настоящее время разработка прекращена. Месторождение расположено в пределах Центрального подвижного пояса Ньюфаундленда в зоне развития позднеордовикского дифференцированного магматического комплекса (группа Робертс-Арм), состоящего из массивных и подушечных лав основного состава, содержащих местами большое количество кислых лав и пирокластов, а также незначительную примесь осадочных пород. Рудовмещающий комплекс прорван многочисленными гранитными, гранодиоритовыми и габброидными интрузиями девонского возраста, вызвавшими интенсивный контактовый метаморфизм, что привело к превращению рудовмещающих пород в кордиерит-андалузит-хлоритовые сланцы. Рудная залежь имеет форму сдвоенной плоской линзы. Она прослежена до глубины 210 при средней мощности около 30 м. Руда залегает в кордиерит-антофиллитовой породе, которая представляет собой измененные слоистые кислые туфы, а также вдоль контакта этой породы с metabазальтами, перекрытыми железистой формацией. Рудовмещающие породы и рудные тела секутся поздними дайками диабазов и андезитов [364]. Массивная руда сложена пирротином, пиритом, халькопиритом и магнетитом с кварцем, хлоритом, серицитом, биотитом, кордиеритом и тремолит-актинолитом.

Месторождение **Пиллиз-Айланд** расположено на острове, в юго-западной части зал. Нотр-Дам. Разрабатывалось в прошлом веке для добычи серы. В 1920 г. бурением было обнаружено смещенное по разлому продолжение рудного тела, обогащенного Cu и Zn . Общие запасы руды в месторождении не превышают 1 млн т. Как и Галбридж, месторождение является одним из немногих на Ньюфаундленде, залегающих в зеленокаменно-измененных вулканитах кремнекислого состава ордовикско-силурийского возраста. Оно представлено линзами массивных сульфидов, сложенными пиритом, халькопиритом, небольшим количеством сфалерита с редким галенитом. Околорудные изменения выражаются в окварцевании, серицитизации и незначительной хлоритизации.

Месторождение **Йорк-Харбур** находится на западном побережье Ньюфаундленда. Оно было открыто в 1897 г. и за первый период разработки (до 1913 г.) дало 50 тыс. т руды, содержащей Cu 3,5 и Zn 7%. В 1951 г. при ревизии старых шахт и доразведке было установлено, что на месторождении имеется еще 282 тыс. т руды, содержащей Cu 1,92 и Zn 4,67%.

Месторождение приурочено к нижнеордовикскому вулканическому комплексу Бей оф Айландс, залегающему в аллохтоне на миогеосинклинальных отложениях позднепротерозойско-кембрийского возраста. Рудовмещающий комплекс состоит из двух базальтовых толщ, нижняя из которых, пронизанная многочисленными дайками диабазов, переходит вниз по разрезу в слоистый дайковый комплекс, подстилающийся интрузивными габбро и ультрабазитами. Породы смяты в складки север-северо-восточного направления, а на участке месторождения нарушены согласным сдвигом, плоскость которого круто падает на восток.

Сульфидная минерализация, представленная брекчированными и минерализованными базальтами, а также линзами массивных сульфидов, приурочена к контакту нижней и верхней базальтовых толщ, погружающихся в районе месторождения к западу под углом 10° .

Нижние базальты представлены светлыми зеленовато-серыми афанитовыми породами с хорошо выраженной шаровой отдельностью с вкрапленностью пирита (2–3%). Химические анализы (табл. 5) и петрографическое изучение позволяют относить эти породы к типичным спилитам. У верхнего контакта вблизи тел массивных сульфидов базальты брекчированы. Брекчии состоят из обломков подушек, сцементированных на глубине кальцитом, а вблизи рудных тел — кварцем и сульфидами. Из вторичных изменений для базальтовых брекчий наиболее характерна эпидотизация.

Диабазовые дайки, в большом количестве пронизывающие нижние базальты, отличаются от них большей степенью раскристаллизации и наличием фрамбоидальных выделений пирита вдоль контактов. Так же как и вмещающие их спилиты, дайки имеют резко выраженный натриевый уклон, но в отличие от них являются более железистыми (см. табл. 5).

Верхние базальты, обнажающиеся висячем боку рудной зоны, отличаются от нижних более темной окраской, наличием красных яшм в интерстициях подушек и многочисленными прожилками и гнездами кальцита. По составу они также соответствуют спилитам (см. табл. 5).

Таблица 5

Химические составы (в вес. %) рудовмещающих пород месторождения Йорк-Харбур [170]

Компонент	Нижние базальты			Дайки		
SiO ₂	48,35	46,65	48,65	51,05	50,60	45,35
Al ₂ O ₃	13,97	16,24	13,96	12,96	12,43	13,76
Fe ₂ O ₃	1,89	3,59	3,53	1,83	3,23	2,43
FeO	8,27	6,59	6,75	9,55	9,95	7,83
MgO	8,55	9,80	9,25	2,83	4,15	5,70
CaO	8,68	9,38	5,56	7,12	6,13	8,66
Na ₂ O	4,25	3,21	5,07	5,02	4,57	5,27
K ₂ O	0,00	0,19	0,10	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	3,89	3,97	4,69	3,56	3,85	3,95
CO ₂	0,51	0,17	0,00	3,77	2,27	4,47
TiO ₂	1,26	0,96	1,61	1,39	1,96	1,39
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,19	0,25	0,26	0,20
MnO	0,306	0,227	0,20	0,267	0,258	0,293
S	0,104	0,396	0,038	0,236	1,11	0,78
С у м м а	100,13	99,93	99,64	100,09	100,21	99,59

Таблица 5 (окончание)

Компонент	Хлоритизированные породы			Верхние базальты		
SiO ₂	43,95	46,60	42,10	47,10	47,05	46,10
Al ₂ O ₃	14,9E	14,58	15,77	14,42	14,36	15,54
Fe ₂ O ₃	2,87	4,17	3,37	3,39	3,40	2,69
FeO	8,95	5,91	7,76	4,92	6,15	5,32
MgO	11,55	9,50	15,65	8,45	7,30	7,35
CaO	5,05	8,01	1,68	13,85	6,36	10,63
Na ₂ O	2,69	3,23	3,47	2,53	6,22	3,39
K ₂ O	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,30
H ₂ O ⁺	7,48	5,46	8,72	2,93	4,61	4,53
CO ₂	0,00	0,20	0,00	0,84	2,51	2,48
TiO ₂	1,96	1,51	1,08	1,01	1,61	0,89
P ₂ O ₅	0,24	0,18	0,13	0,12	0,18	0,16
MnO	0,23	0,242	0,338	0,163	0,138	0,144
S	0,148	0,187	0,030	0,080	0,236	0,028
С у м м а	100,08	99,61	99,99	99,75	100,01	99,54

Сульфидные тела залегают либо в верхней части нижних подушечных лав, либо непосредственно на контакте их с верхними. Руды представлены массивными залежами, обогащенными цинком и подстилающей их штокверковой зоной, обогащенной медью.

Линзы массивных сульфидов, на 80–100% состоящие из пирита, сфалерита и халькопирита, часто имеют слоистую и брекчиевую текстуру, напоминающую текстуру обрушения в осадочных толщах [170]. Тонкокристаллические выделения сульфидов часто срastaются в почковидные агрегаты, в центре которых наблюдаются пирит, реже — сфалерит. Пирит образует также цепочечные срastания с халькопиритом или слагает тонкообломочную матрицу в массивной руде. Кубические выделения пирита редки и сохраняют реликты колломорфного строения. Из второстепенных рудных минералов отмечены пирротин и галенит (зафиксированы в одном случае в штокверковой зоне).

Штокверковые руды сложены на 15–20% сульфидами и состоят из прожилков пирита, халькопирита и сфалерита мощностью до 5 см.

Околорудные изменения выражаются в хлоритизации базальтов, которая происходит с незначительным выносом Na, Ca, Si и привнесом Mg (см. табл. 5).

Месторождение Баханс является представителем редкого для Ньюфаундленда типа полиметаллических месторождений. Оно расположено вблизи г. Ньюфаундленд в центре острова. Первое рудное тело (Старый Баханс), содержащее 100 тыс. т руды, было открыто в 1905 г. Затем, в 1926, 1947 и 1950 гг., были обнаружены более крупные рудные залежи — Ориентал, Лаки-Страйк, Ротемир и Маклеан. Последние два разрабатываются до настоящего времени. Месторождение содержит 15 млн. т руды с необычайно высокими содержаниями полезных компонентов: Zn 14,1–17,7%, Pb 7,6–9,3, Cu 1,1–1,5%, Ag 99,0, Au 1,4 г/т и, кроме того, около 30% барита.

Месторождение приурочено к западной окраине Центрального вулканического пояса Ньюфаундленда, образующего положительную структуру юго-западного простирания [351]. Вулканический пояс сложен ордовикскими андезитами, перекрытыми туфогенными песчаниками и конгломератами, выше которых залегает промежуточная формация, представляющая собой чередование лавовых покровов андезитового и дацитового состава. Промежуточная формация, вмещающая бедные руды лежачего бока, перекрывается основным рудовмещающим горизонтом, представляющим собой линзовидно переслаивающиеся туфопесчаники и вулканические брекчии. Разрез завершается дацитами и туфобрекчиями. Все породы пересекаются силлами и дайками диабазов, гранитов, андезитов и риолито-трахитов. Крупных разрывных нарушений в районе месторождения не наблюдается.

Рудные залежи, согласные с напластованием пород, встречаются вдоль полосы протяженностью около 10 км. Наряду с ними встречаются и секущие рудные тела ("столбы"). На месторождении разрабатывается два линзообразных рудных тела, мощность которых колеблется от 7 до 70 при длине около 700 и ширине более 250 м.

Слабо наклоненные массивные рудные линзы залегают в туфах и вулканических брекчиях основного состава и пересекаются зонами рассланцевания. Наряду с тонкозернистыми массивными рудами встречаются брекчиевые руды, содержащие многочисленные обломки вмещающих пород, а также баритовые руды, состоящие на 35% из барита. Преобладающий минерал в рудах — сфалерит, менее развиты галенит, пирит, халькопирит, тетраэдрит, самородное серебро, аргентинит. Характерно высокое содержание сульфатов цинка, меди, железа и свинца. Среди жильных минералов, помимо барита, встречаются кальцит и флюорит. Некоторые исследователи [306] отмечают стратиграфическую зональность рудных минералов. Зоны низкосортной рассеянной сульфидной руды залегают на выклинивании и ниже массивных рудных тел. В пределах промежуточной формации, подстилающей рудный горизонт, встречаются линзообразные массивные рудные тела, содержащие приблизительно в 3 раза меньше полиметаллов, но почти такое же количество меди, что и руда главного горизонта.

Околорудные изменения выражаются в окремнении (тела Ориентал и Маклин) и хлоритизации (лежачий бок тел Ротемир и Лаки-Страйк), обычной является серицитизация.

По данным Р. Стентона [341], изотопный состав серы сульфидов месторождения Баханс колеблется в небольших пределах: $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от 3,5 до 6,5⁰/₀₀.

Небольшие колчеданные месторождения, приуроченные к нижнепалеозойской вулканогенно-осадочной серии, имеются на восточном побережье Канады к югу от Ньюфаундленда.

Месторождение Стерлинг — самое крупное из них, оно открыто в 1895 г. С 1927 по 1938 г. из него было добыто около 200 тыс. т руды, содержащей в среднем: Zn 10%, Pb 2, Cu 2% и небольшое количество Ag и Au. В 1950 г. рудник был вновь открыт под названием "Майндемар" и до 1956 г. здесь было добыто еще около 1 млн. т руды со средним содержанием Zn 5,89, Pb 1,35, Cu 0,66%, Au 0,9 и Ag 62 г/т. Рудовмещающими породами служат тальк-карбонатно-серицитовые сланцы, образовавшиеся по липаритовым потокам, кислым туфам, основным эффузивам и маломощным прослоям осадочных пород, параллелизуемых со средним кембрием. Породы, имеющие северо-восточное простирание и в большинстве случаев вертикальное или очень крутое восточное падение, рассечены многочисленными неправильными дайками диабазов и альбитофиров.

Рудные тела представляют собой неправильные линзы, залегающие в зоне рассланце-

вания согласной с первичной слоистостью вмещающих пород. Руда имеет чрезвычайно тонкозернистое строение, а некоторые ее разновидности характеризуются тонкослоистой текстурой, параллельной сланцеватости вмещающих пород. Рудные минералы (в порядке их распространенности) следующие: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и теннантит; нерудные минералы в рудных зонах: доломит, магнезит, кварц, серицит, тальк, хлорит, барит, альбит и алунит [228].

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КВЕБЕКА

Многочисленные колчеданные месторождения известны также в юго-западной части Канадских Аппалачей, к северо-востоку и юго-западу от г. Шербрука, вблизи Канадско-Американской границы. Территория сложена вулканогенными и осадочными отложениями нижнего и среднего палеозоя, смятыми в систему линейных складок северо-восточного направления и разбитыми многочисленными разрывными нарушениями. Месторождения группируются в линейно вытянутый пояс протяженностью 100 км, параллельный главным геологическим структурам района.

Месторождения **Купра** и **Солбек** — крайние северо-восточные месторождения пояса. Они обнаружены сравнительно недавно. Добыча руды началась здесь в 1962 и в 1965 гг. соответственно. Общие запасы составляют 3,5 млн. т руды, содержащей Cu 3,5%, Zn 3,5, Pb 0,5%, Ag 38 и Au 0,6 г/т. Рудная зона приурочена к контакту между серицитовыми и хлоритовыми сланцами ордовикского возраста. На месторождении Солбек среди рудовмещающих пород присутствуют маломощные горизонты железистых кварцитов [306]. Рудные тела имеют форму пластовых залежей размерами 3 X 75 X 1500 м. Они состоят из зернистого пирита и интерстициальных халькопирита, сфалерита, галенита и теннантита. В верхних горизонтах месторождения Купра преобладает борнит.

Месторождение **Уидон** открыто в 1908 г. в 65 км к северо-востоку от г. Шербрук. Рудник эксплуатировался в 1900—1921 и в 1950—1959 гг. Извлечено более 1 млн. т медно-цинково-свинцовой руды и около 200 тыс. т пирита. В настоящее время работы возобновлены. Горные выработки достигли глубины 1050 м. Рудовмещающими породами служат смятые в складки измененные липаритовые пирокласты, граувакки и основные вулканиты формации Эскотт досреднеордовикского возраста, интродуцированные телами порфиоров. На месторождении имеется несколько рудных тел, залегающих вдоль контакта кислых (висячий бок) и основных (лежачий бок) вулканитов. В зоне контакта основной и кислой толщ местами присутствуют маломощные прослои алевритовых туффитов. Рудные тела представляют собой уплощенные линзы протяженностью (по падению) до 1000 и мощностью 0,6—9 м. Породы, руды и сланцеватость имеют северо-восточное (35°) простирание и юго-восточное падение под углом 45°. Добываемые в настоящее время руды содержат Cu 1,66 и Zn 0,64%, они имеют тонкозернистую структуру и состоят из пирита и халькопирита с небольшим количеством пирротина, сфалерита, галенита. В пределах месторождения кремнекислые породы превращены в кварц-серицитовые, а основные — в кварц-хлоритовые сланцы. На глубине 330—700 м в рудную зону внедрились апофиза позднедевонского гранитного массива. В месте внедрения гранитов рудное тело разорвано, отдельные фрагменты его повернуты под разными углами. Вблизи гранитов рудовмещающие породы превращены в антофиллитовые и кордиерит-антофиллитовые сланцы. В гранитах присутствуют ксенолиты измененных пород и руд. Вблизи гранитов и в ксенолитах руды имеют крупнозернистую структуру, в них появляется большое количество пирротина и кубанит.

Месторождение **Моултон-Хилл** (Олдермак) расположено в 10 км к северо-востоку от г. Шербрук. Вторично открыто в 1942 г. геофизическими методами. Разрабатывалось с перерывами в течение нескольких лет. Содержит около 350 тыс. т руды, залегающей в контакте рассланцованных липаритов и графитистых сланцев ордовика. Представлено согласным пластовым телом, имеющим протяженность по простиранию 180 и по падению 300 м. Рудное тело сложено пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом с жильными баритом, кварцем и кальцитом.

Месторождение **Саффилд** (Эскот) расположено в 8 км к юго-западу от г. Шербрук. Разрабатывалось с перерывами с 1863 по 1958 г. Общие запасы руды — более 1 млн. т. Среднее содержание металлов в руде следующее: Au 0,5, Ag 70 г/т, Cu 1,28%, Pb 0,59 и Zn 6,45%. Рудные тела месторождения приурочены к силурийским риолитовым пор-

фирам на контакте или в непосредственной близости от их контакта с осадочными породами ордовика. Ордовикская осадочная толща представлена переслаивающимися черными графитовыми и темноокрашенными хлоритовыми сланцами, а в верхней части разреза — магнетитовыми кварцитами. Рудовмещающие риолиты представляют собой светло-серую порфириновую породу с обильными вкрапленниками кварца и полевого шпата среди микрокристаллической основной массы, состоящей из этих же двух минералов. Всегда присутствует серицит, количество которого возрастает в участках, контактирующих с рудоносными зонами, где породы заметно рассланцованы. Все породы месторождения пересекаются несколькими маломощными дайками основного состава, имеющими широкое простирание и вертикальное падение. Поверхность раздела осадочных и вулканогенных пород смята в складки.

Оруднение представлено несколькими рудными линзами, залегающими в риолитовых порфирах вдоль их контакта с осадочными образованиями. Линзы мощностью 2—10 и протяженностью 30—270 м сложены массивными сульфидами, иногда с примесью нерудных минералов. Они сопровождаются ореолами вкрапленной сульфидной минерализации. К наиболее распространенным рудным минералам относятся пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и тетраэдрит; к нерудным — кварц, хлорит, серицит и анкерит.

Месторождения Юстис и Капильтон, весьма похожие по строению, расположены в 11 км к юго-западу от г. Шербрук. В шахте Юстис добыто около 2,5 млн. т руды. Рудовмещающими породами служат зеленые сланцы по кварцевым порфирам и карбонаты, смятые в складки волочения. Рудные тела представлены системой эшелонированных линз мощностью 0,5—13 и протяженностью до 80 м. До глубины 300 м разрабатываются маломощные, сильно вытянутые линзы, содержащие 0,05—1,25% меди, а глубже, в интервале 1600—1800 м, из более коротких и мощных линз добывается руда, содержащая 1,5—16% меди и 40—26% железа [306]. Основные рудные минералы — пирит и халькопирит. Околорудные изменения выражаются в серицитизации и некоторой карбонатизации.

Месторождение Хантингдон, замыкающее пояс на юго-западе, несколько смещено к западу по отношению к общему простиранию пояса. Оно отличается от всех предыдущих месторождений по своему геологическому положению и минеральному составу. Богатые руды, содержащие 3,5—7% меди, добывались с перерывами в конце прошлого и начале нынешнего столетия. В 1950 г. рудник был открыт вновь. Запасы его составляют более 1 млн. т при среднем содержании меди до 2%. Разрабатывается до глубины 330 м преимущественно подземными горными выработками. Рудоносные зоны приурочены к западной границе полосы измененных кембрийских вулканитов основного состава. К западу от них расположено sillolodобное тело серпентинизированных перидотитов, которым приписывается послеордовикский возраст. Породы имеют северо-восточное (15°) простирание и крутое восточное падение. Базальтоиды и серпентиниты прослеживаются по простиранию на несколько километров к северу и к югу от месторождения¹. Никаких данных о наличии заметных складчатых и дизъюнктивных нарушений в пределах месторождения получено не было. Все породы, развитые на месторождении, секутся под прямым углом вертикальными дайками лампрофиров мощностью не более 1,5 м.

Месторождение состоит из четырех рудных зон в рассланцованных и окрепленных базальтоидах, падающих к востоку под углом 75° . Основная рудная зона включает линзовидное тело массивных сульфидов мощностью 30, длиной около 100 и протяженностью по падению 410 м [306]. Остальные зоны представлены прожилковым и вкрапленным оруднением или полосчатыми рудами, перемежающимися с хлоритовыми сланцами. Руда представляет собой смесь пирротина, халькопирита и небольшого количества пирита. В некоторых частях месторождения обнаружен сфалерит и незначительные примеси самородного золота и серебра. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатом и хлоритом.

В южной части Аппалачей в пределах США также присутствуют месторождения колчеданного типа. Они образуют почти непрерывный пояс протяженностью более 2000 км

¹ Наличие согласной залежи серпентинизированных перидотитов в основании рудоносных вулканитов основного состава и минералогии руд наводят на мысль об аналогии месторождения Хантингдон с медноколчеданными месторождениями Ньюфаундленда.

[234]. Пояс включает около 50 месторождений различного экономического значения. Самое крупное из них — Дактаун (шт. Теннесси) содержит более 20 млн. т медной руды. Довольно известными являются также месторождения Госсан-Лид (шт. Вирджиния), Ор-Ноб (шт. Северная Каролина) и Элизабет (шт. Вермонт).

Месторождения залегают среди докембрийских гнейсов и сланцев, образовавшихся из осадочных пород с прослойками мафических туфов. Все они несут следы сильной перекристаллизации. В составе ведущих рудных минералов главную роль играет пирротин. Вторым по распространенности сульфидом является халькопирит (иногда пирит). Сфалерит не образует промышленных концентраций. Галенит встречается местами в качестве редкой примеси. Нигде не отмечено присутствие в рудах золота и серебра.

В сложно построенном орогене Аппалачской складчатой системы в результате тектонического скупивания оказались тесно сближенными колчеданные месторождения, формирующиеся на разных этапах развития геосинклиналей.

На о-ве Ньюфаундленд в офиолитовых сериях ордовика известны многочисленные колчеданные месторождения кипрского подсемейства (Беттс-Ков, Тилт-Ков, Литл-Бей, Уэлбек, Консолидейтед-Ремблер и др.), в то же время здесь же на Ньюфаундленде находится довольно крупное полиметаллическое месторождение Баханс, относящееся к подсемейству куроко.

Наиболее значительные месторождения материковой части Аппалачей в округе Нью-Брансуик являются типичными представителями подсемейства куроко, сюда же относится и большинство месторождений Южного Квебека. В Южном Квебеке имеется медноколчеданное месторождение Хантингдон, залегающее в офиолитах, и месторождения Юстис и Капильтон, принадлежащие, по-видимому, к уральскому подсемейству, в целом не характерному для Аппалачской металлогенической провинции.

Подавляющее большинство колчеданных месторождений Канадских Аппалачей сформировались в ордовике и лишь немногие — в кембрии. Рудовмещающие толщи изменены в условиях различных ступеней зеленосланцевой фации метаморфизма, лишь на северо-востоке побережья о-ва Ньюфаундленд на глубоких горизонтах наблюдается переход к амфиболитовой фации.

Структуры месторождений отличаются большим разнообразием. В общих чертах большинство из них представляют собой элементы линейной складчатости и осложняющих ее более мелких складок волочения. Рудные тела преимущественно линзо- и пластобразной формы повторяют сложные складчатые структуры вмещающих пород. Местами рудные залежи приурочены к зонам расланцевания, причем во всех случаях отмечается совпадение в пределах месторождений сланцеватости с первичным напластованием пород. Текстуры руд массивные, обычно тонкозернистые, часто полосчатые параллельно слоистости (или сланцеватости) вмещающих пород.

Зональность в распределении рудных минералов отмечена только на полиметаллических месторождениях. Для них характерно обогащение цветными металлами центральных частей рудных залежей и разубоживание руд к их периферии. Вертикальная зональность выражается в обогащении халькопиритом корневых частей рудных тел и скоплениями сфалерита и галенита в их прикровлевой части, имеющей, как правило, полосчатую структуру.

Околорудные изменения во всех типах месторождений выражены в окварцевании, серицитизации и хлоритизации, развивающихся как совместно, так и по отдельности, независимо от состава исходных пород. На месторождении Баченс в подошвенной части двух рудных тел наблюдается хлоритизация, а два другие сопровождаются окремнением. На месторождениях Юстис и Капельтон, кроме серицитизации рудовмещающих пород, наблюдается карбонатизация.

Содержание цветных металлов в руде колеблется в больших пределах. Так, для мелких и ничтожных по общим запасам месторождений Северного Ньюфаундленда характерны высокие содержания меди (от 5—10% в среднем до 14% на месторождении Беттс-Ков), что сильно повышает их экономическое значение. Существенные запасы Zn (15,4%) и Pb (8,5%) сосредоточены в небольшом месторождении Баченс. В то же время месторождения крупного рудного узла Батерс-Ньюкасл не отличаются высокой концентрацией полезных компонентов. Они содержат цинка не более 5, меди и свинца до 2%, серебра несколько десятков грамм на тонну и золота до 1 г/т.

Масштабы оруденения, как правило, невелики, запасы руды нигде не превышают 30 млн. т и чаще всего колеблются в пределах 1—5 млн. т в рамках одного месторождения. Однако благодаря групповому расположению мелких и средних месторождений они образуют рудные узлы и районы с довольно значительными общими запасами.

КОРДИЛЬЕРЫ

Складчатая система Кордильер, являющаяся частью Тихоокеанского орогенического кольца, протягивается вдоль западного побережья Северной Америки от Алеутских островов до Карибского моря.

Канадский сегмент Кордильер представляет собой в настоящее время тектонически наиболее стабильный участок Тихоокеанского подвижного пояса. Орогенические движения в его пределах прекратились к началу палеогена в связи с завершением ларамийской складчатости. В пределах Канады Кордильеры делятся на три структурные зоны. Крайнюю с востока образуют Скалистые горы, представляющие собой ряд узких параллельных надвиговых хребтов, сложенных складчатыми, но неметаморфизованными карбонатными, терригенными и эвапоритовыми толщами палеозоя и мезозоя. Внутренняя зона плато и низменностей (Юкон—Оминекко) образована цепью остаточных срединных массивов и блоковых поднятий. Развитые здесь верхнедокембрийские и более молодые отложения зачастую интенсивно метаморфизованы и прорваны интрузиями. Наиболее широкая западная зона Кордильер сложена эвгеосинклинальными сериями пород, претерпевшими несколько этапов складчатости в палеозое, мезозое и кайнозое. Для нее характерен глубокий региональный метаморфизм, интенсивные и разнообразные магматические проявления. Наиболее крупной структурной единицей этой зоны является Большой Береговой батолит, протягивающийся почти непрерывно на расстояние 1800 км от южной границы Канады до Полярного круга при ширине 80—200 км. Становление батолита связывают обычно с завершением ларамийской орогении, однако Ф.Кинг [44] считает, что он неоднороден, разновозрастен и формировался в течение всей меловой эпохи.

Канадские Кордильеры поставляют 90% свинца, половину цинка, около половины серебра и пятую часть меди от всего количества этих металлов, добываемых в стране [6]. Значительная часть перечисленных полезных ископаемых приходится на долю месторождений колчеданного типа. В пределах Кордильер выделяется две зоны колчеданной минерализации: восточная, приуроченная к поясу Юкон—Оминекко и связанная с позднепротерозойским—кембрийским тектоническим циклом, и западная, размещающаяся в крупных блоках кровли батолитов Тихоокеанского побережья и связанная с мезозойско-раннетретичным тектоническим циклом.

Восточная зона колчеданной минерализации представлена немногочисленными, но весьма крупными месторождениями в терригенных толщах протерозойско-кембрийского возраста.

Месторождение Салливан расположено в юго-восточной части Британской Колумбии, близ г. Кимберли. Оно является крупнейшим поставщиком полиметаллов на Американском континенте и вторым по величине полиметаллическим месторождением мира (после австралийского месторождения Брокен-Хилл). Месторождение было открыто в 1892 г. четырьмя старателями и названо по имени одного из них. Разработка руды началась в 1900 г. с самых верхних горизонтов. Одновременно велась разведка более глубоко залегающих рудных тел. В настоящее время глубина горных выработок достигает 700 м. К концу 1972 г. на месторождении было добыто более 98 млн. т руды из общих запасов в 155 млн. т, содержащих в среднем Pb, 6,6, Zn 5,7%, Ag 68 г/т [174]. С 1942 г. из руд месторождения начали добывать олово. В настоящее время ежегодно добыча достигает 6,5 млн. т руды, из которой, помимо основных компонентов, добывается около 600 т олова.

Месторождение приурочено к крупному блоку верхнепротерозойских пород (1700—1300 млн. лет), надвинутому, по представлению Ф.Кинга [44], на зону прогиба Скалистых гор. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, слагающие блок, относятся к серии Персел, состоящей из нескольких формаций. Две из них — Олдридж мощностью около 5 и Крестон мощностью более 2 км — сложены кварцитами, аргиллитистыми кварцитами и аргиллитами, выше залегают разнообразноокрашенные известняки и до-

ломиты, а также аргиллиты и базальты. Все породы интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями различного возраста, варьирующими по составу от гранитов до габбро.

Месторождение приурочено к отложениям формации Олдридж, представленным чередованием аргиллитов и алевролитов с линзами конгломератов и слоями кварцитов. Рудное тело залегает в нижней части формации среди тонкослоистых серовато-зеленых алевролитов и аргиллитов с примесью мелкозернистого кварца и налетами гидроокислов железа на поверхности выветривания [316]. Степень метаморфизма рудовмещающих пород соответствует фации зеленых сланцев [174]. Породы имеют меридиональное простирание и падают к востоку под углами $17-30^\circ$ (рис. 32). Они слагают восточное крыло обширной антиклинали, ось которой находится в нескольких километрах к западу от месторождения. Эта структура сложена многочисленными вторичными складками и разломами, самый крупный из которых — Кимберлей — ограничивает месторождение с севера. Разлом имеет широтное простирание и северное падение под углами $45-50^\circ$. Нижняя часть формации Олдридж контактирует по разлому Кимберлей с терригенными породами формации Крестон, амплитуда вертикального перемещения по нему составляет около 4 км. Северное крыло сброса передвинуто к западу на расстояние не менее 2,5 км. Кроме того, на территории месторождения отмечена система тектонических нарушений северо-восточного простирания, смещающих терригенные толщи и рудные тела на амплитуду в несколько десятков метров. На площади рудного поля известны два крупных интрузивных массива диоритов и сопровождающих их гранофилов мелового возраста. Один из них обнажается к востоку от месторождения и представляет собой силл мощностью около 700 м, другой присутствует в западной части рудного поля приблизительно в 30 м ниже рудной зоны и имеет форму сложного купола. Мелкие интрузивные тела в форме даек, силлов и неправильных масс встречаются в различных частях рудного поля. Тонкие дайки слюдяных лампрофилов наследуют разломы северо-восточного простирания.

Рудная зона имеет пластообразную форму и протягивается в меридиональном направлении на расстояние около 2 км при мощности 60–100 м. По падению она прослежена на 1,5 км. Породы, непосредственно вмещающие рудные залежи, представлены слоистыми аргиллитами. В кровле рудной зоны залегают кварциты, в подошве — прерывистые линзы конгломератов и тонкослоистые породы, местами интенсивно нарушенные и превращенные в грубообломочную тектоническую брекчию, слагающую прерывистые зоны меридионального направления [350]. Помимо основного рудного тела, имеющего четко выраженную пластообразную форму, висячем боку месторождения отмечены мелкие рудные штокверки, связанные с зонами дробления, а в лежачем — маломощные кварц-карбонат-сульфидные жилы, местами образующие промышленные скопления.

Главные рудные минералы — пирротин, галенит, сфалерит (марматит) и пирит. В меньшем количестве встречаются магнетит, халькопирит, буланжерит, касситерит, арсенопирит, джемсонит, тетраэдрит, в качестве продуктов окисления отмечены церуссит и пироморфит. Из неметаллических минералов в рудной зоне присутствуют кварц, серицит, а также хлорит, мусковит, тремолит, клиноцоизит, сфен, турмалин, гранат, биотит, альбит, микроклин, кальцит и флюорит.

В наиболее приподнятой западной части месторождения преобладают массивные руды, в восточной — полосчатые. Полосчатость выражается в чередовании слоев, сложенных одним сульфидом, определенной смесью сульфидов или сульфидами с большой примесью безрудной породы. Мощность отдельных слоев от 2,5 см до 1 м. Сульфидные слои, как правило, смяты в мелкие складки, напоминающие складки в безрудных аргиллитах. Местами сильно смятые и брекчированные слои сульфидов залегают среди ненарушенных слоев, что свидетельствует о наличии конседиментационных подвижек типа мелких оползней в период отложения сульфидных масс [10]. В то же время небольшое количество рудных минералов (преимущественно галенит) наследуют зоны трещиноватости, сопровождающие складчатость, либо скапливаются в грабеновых частях мелких складок, что указывает на их посттектоническое отложение (переотложение). Наиболее мощная западная часть рудной залежи интенсивно тектонически нарушена и перекристаллизована, что связывают с воздействием залегающей здесь меловой интрузии.

В распределении рудных минералов на месторождении наблюдается концентрическая зональность, выражающаяся в наличии "железного ядра" овальной формы в центральной части месторождения. Железное ядро месторождения протяженностью по простира-

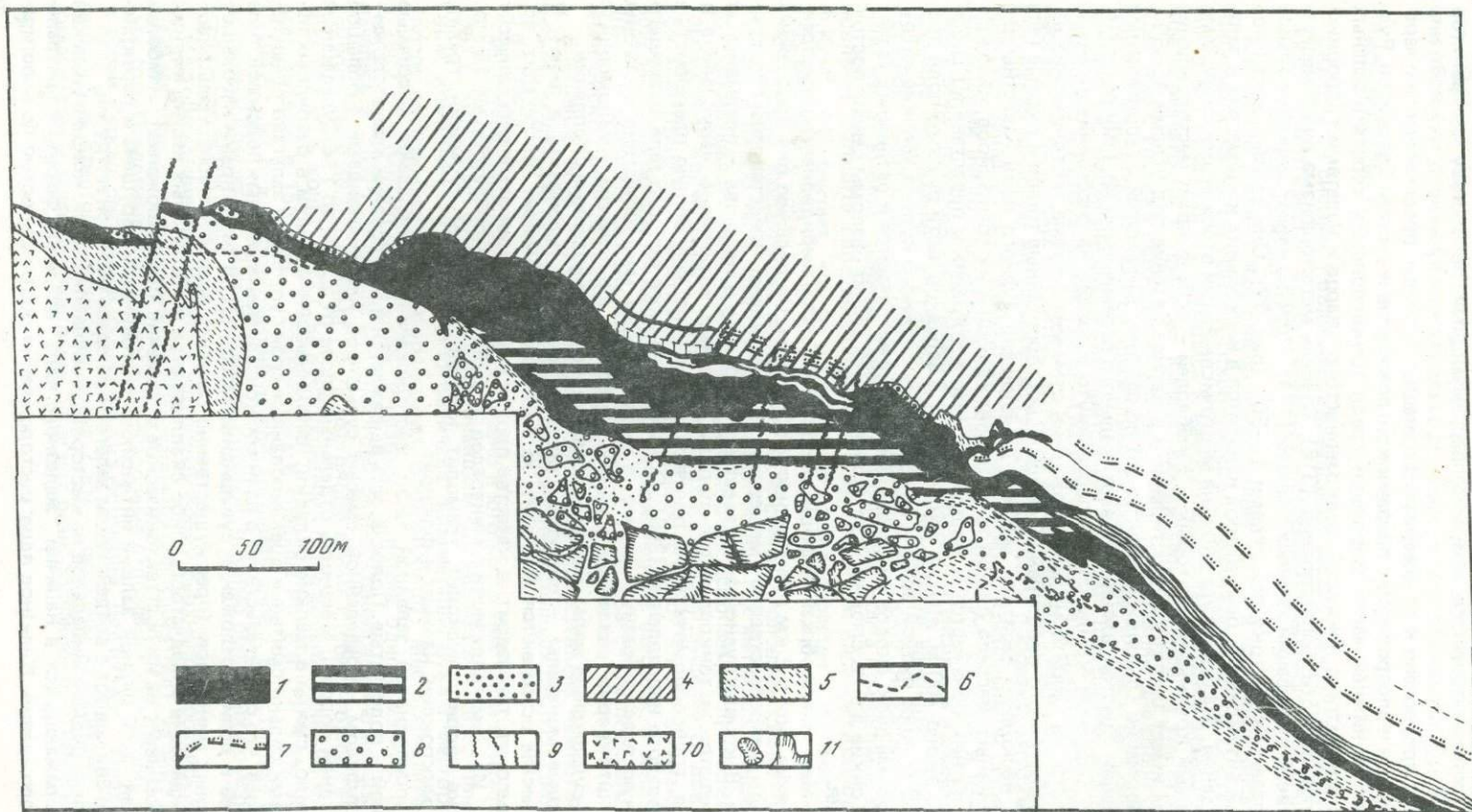


Рис. 32. Широтный вертикальный разрез месторождения Салливан [10]

1 — свинцово-цинковая сульфидная руда; 2 — пирротин; 3 — пирит; 4 — альбитизированные породы; 5 — хлоритизированные породы; 6 — граница турмалинизации; 7 — кварциты висячего бока; 8 — конгломераты; 9 — разломы; 10 — меловые диориты и гранофиры; 11 — брекчия лежащего бока

нию 800 и по падению около 200 м. На верхних горизонтах (западная часть месторождения) сложено пиритом, на нижних (восточная часть) — пирротином с промышленными содержаниями касситерита. Рудные массы вокруг "ядра" обогащены свинцом, с удалением от него постепенно возрастает количество цинка, который преобладает на флангах месторождения. Из второстепенных металлов, кроме олова, к центральной части месторождения тяготеют серебро и мышьяк, а к периферии — сурьма. Помимо концентрической зональности, в западной части месторождения отмечается отчетливая вертикальная зональность. Здесь массивные пирротиновые руды перекрываются массивными сфалерит-галенит-пирротиновыми рудами, выше которых залегают слоистые преимущественно сфалерит-галенитовые руды, аналогичные рудам, слагающим восточную часть месторождения.

Для месторождения характерны широкие изменения боковых пород, выражающиеся в хлоритизации и альбитизации висячего бока и интенсивной турмалинизации пород в лежащем боку, прослеживающейся в воронкообразной зоне мощностью до 200 и глубиной более 500 м.

Радиологический возраст оруденения месторождения Салливан, определенный по свинцу из галенитов, составляет 1250—1540 млн. лет, т.е. соответствует в общих чертах времени накопления вмещающих пород.

На окончательное формирование месторождения в современном его виде оказали влияние процессы, связанные с меловым гранитоидным магматизмом. Об этом свидетельствуют несколько необычные окolorудные преобразования пород, а также присутствие в руде касситерита [80]. Исследование составов сфалерита и арсенопирита, сосуществующих с пирротином и пиритом, показали, что метаморфогенные преобразования руд происходили при давлении около 5 кбар и температурах 400—491°С [174].

РУДНОЕ ПОЛЕ ЭНВИЛ

Из других месторождений колчеданного типа в поясе Юкон—Оминек по масштабам оруденения выделяются месторождения рудного поля Энвил, расположенного вблизи одноименного батолита в центре территории Юкон. Рудное поле включает три весьма сходных по составу и строению месторождения: Фаро, Вангорда и Суим, находящихся на расстоянии 10—15 км друг от друга (рис. 33). Месторождения были открыты с 1953 по 1965 гг. благодаря сочетанию геофизических и геохимических методов поисков. Они насчитывают около 80 млн. т руды, причем 65,5 млн. т приходится на долю единственного эксплуатируемого месторождения Фаро. Руды всех трех месторождений весьма близки по составу и содержат в среднем Pb 3,4%, Zn 5,7, Cu 0,16% и Ag около 34 г/т. Все месторождения околорудны и разведаны вертикальными и круто наклонными скважинами глубиной 200—250 м. Разработка месторождения Фаро началась в 1970 г. и ведется открытым способом.

Месторождения располагаются на юго-западном крыле сводовой структуры, возникшей в мезозое в связи с внедрением в толщу протерозойско-палеозойских пород Энвильского батолита. Породы, слагающие крылья структуры, подразделяются на три комплекса, отделенные друг от друга региональными несогласиями: верхнепротерозойско-кембрийский метаморфический, девонско-нижнекарбонный осадочный и среднекарбонно-пермский вулканогенно-осадочный. Все три месторождения приурочены к одному стратиграфическому уровню и залегают приблизительно в средней части метаморфического комплекса, сложенного кварцитами, слюдястыми сланцами, амфиболитами и филлитами. Характерной отличительной особенностью рудовмещающей толщи является присутствие в ней линз зеленокаменно-измененных туфов и лав базальтового состава. Хотя общий структурный план рудного поля довольно прост, верхнепротерозойско-кембрийские отложения в его пределах смяты в мелкие складки и интенсивно рассланцованы.

Породы, непосредственно вмещающие рудные залежи, представлены филлитами с редкими линзами зеленокаменно-измененных вулканитов. Степень метаморфизма рудовмещающих пород отчетливо зависит от расстояния до интрузивного тела. На месторождении Суим, расположенном вне зоны контактового метаморфизма, филлиты вокруг зон минерализации и окolorудных изменений имеют серую окраску и состоят из кварца, мусковита, графита и хлорита. Туфовые прослои содержат тонкозернистый кальцит

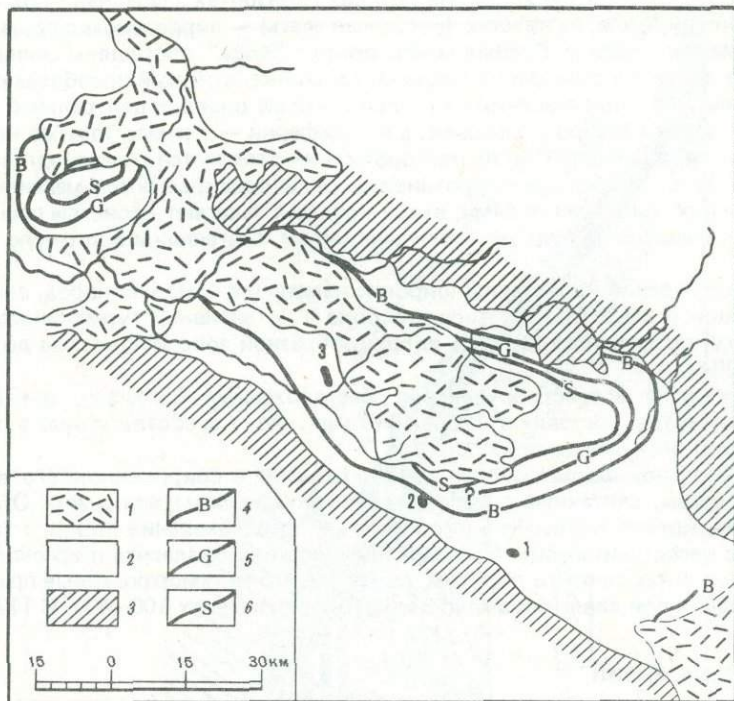


Рис. 33. Схематическая геологическая карта рудного поля Энвил [357]

1 — Энвильский батолит; 2 — рудоперекрывающий комплекс; 3 — рудовмещающий комплекс; 4—6 — приблизительное положение изоград: 4 — биотита, 5 — граната, 6 — ставролита. Месторождения (цифры на схеме) : 1 — Суим; 2 — Вангорда; 3 — Фаро

и хлорит с небольшим количеством кварца, альбита и мусковита. Филлиты месторождения Вангорда, расположенного ближе к интрузиву, имеют тот же состав, но в туфовых прослоях уже отмечаются эпидот и актинолит. Рудовмещающие породы месторождения Фаро, расположенного в зоне контактового метаморфизма, представлены кварц-мусковитовыми сланцами, содержащими биотит и андалузит, а местами ставролит и гранат. Зеленокаменные породы и туфы имеют нематобластовую текстуру и содержат актинолит, биотит, кварц и местами хлорит. Интрузивные породы, обнажающиеся в районе месторождений, представлены кварцевыми монцонитами.

Рудные тела всех трех месторождений грубо пластообразной формы простираются в северо-западном направлении вдоль линейных структур вмещающих пород и полого погружаются к юго-западу или к северо-востоку. На месторождении Фаро известно три линзообразных залежи протяженностью 720, 700 и 365 м и мощностью 18–90 м, окруженных чехлом вторичных кварцитов. В северо-восточной части месторождения апофиза батолита Энвил сечет первое рудное тело [45].

Рудные залежи месторождений группы Энвил на 50–85% состоят из сульфидных минералов и на 15–50% — из серого гранулированного кварца с небольшим количеством мусковита. Среди сульфидов резко преобладает пирит (около 70%), кроме него, присутствуют сфалерит, галенит, пирротин, марказит и халькопирит, встречаются арсенопирит, тетраэдрит, магнетит, ковеллин. Структуры руд повторяют мелкую слоистость и сланцеватость вмещающих пород. Отдельные слойки мощностью 2,5–15 см попеременно обогащены то кварцем и пиритом, то сфалеритом и галенитом, то почти целиком состоят из удлинённых зерен пирротина, вытянутых по сланцеватости. Слойки сменяют друг друга постепенно и не имеют резких границ. Секущие прожилки в рудах встречаются редко, они имеют незначительную мощность и сложены крупнозернистым пиритом со сфалеритом, галенитом и пирротинном. Пирит в рудах образует крупные эв- или субгидральные зерна, реже мелкозернистые агрегаты. Остальные сульфиды встречаются в виде единичных ангидральных зерен, заполняющих интерстиции, либо в виде тонкозер-

нистых масс, формирующих прослойки. Размеры сульфидных выделений хорошо коррелируются со степенью метаморфических преобразований рудовмещающих пород. Средний размер их на месторождении Суим составляет 0,1 мм, на месторождении Вангорда — 0,15 мм, на месторождении Фаро — 0,2—0,3 мм, причем отдельные зерна пирита на этом месторождении достигают величины 5 мм и более. На месторождении Фаро отмечены максимальные содержания в рудах пирротина, но отсутствует барит, составляющий до 1% рудных масс на месторождениях Суим и Вангорда. Зональность в распределении рудных минералов аналогична для всех месторождений и выражается в обогащении цветными металлами наиболее мощных участков рудных тел и снижении содержания их к краевым частям залежей, где нередко возрастает количество пирротина.

Рудные тела всех месторождений окружены ореолом осветленных пород мощностью до 90 м. Околорудно-измененные породы по текстурам и структурам соответствуют окружающим филлитам, состоят из кварца и мусковита, но не содержат графита, а на месторождении Фаро — биотита и других метаморфических минералов, чем и объясняется их более светлая окраска. Интересно отметить, что на месторождении Фаро кварцевые монциты сильно изменены и осветлены в рамках неправильной зоны, простирающейся на 100 м от границ рудного тела. В пределах этой зоны полевые шпаты в интрузивной породе замещены тонкозернистыми глинистыми минералами, а биотит — смесью карбоната и серицита.

ЗАПАДНАЯ ЗОНА КОРДИЛЬЕР

Колчеданные месторождения Западной зоны Кордильер располагаются в останках кровли Берегового батолита. Они приурочены к эвгеосинклинальным образованиям мезозоя и в отличие от месторождений Восточной зоны являются преимущественно медноколчеданными.

Самым крупным медным месторождением Канадских Кордильер является месторождение Британия, расположенное в 36 км к северу от Ванкувера. Оно было открыто в 1888 г. по выходам на поверхность мелких рудных тел. Разработка месторождения началась в 1905 г. До 1974 г. здесь было получено 55 млн. т руды, содержащей Cu 1,3, Zn 1,0%, Ag 5,4 и Au 0,8 г/т. Добыча ведется подземным способом, глубина выработок достигает 1700 м. Месторождение залегает на западном фланге Берегового батолита в основании толщи андезито-дацитовых вулканитов и флишвидов юрского возраста мощностью около 1,5 км. Рудные тела залегают в кровле грубообломочных дацитовых туфов Блафф и перекрываются туфогенно-осадочными породами андезитового состава. Вмещающие породы имеют северо-западное простирание и почти вертикальное падение (рис. 34). Оруденение находится в зоне расланцевания мощностью около 700 м и протяженностью 8 км. Рудовмещающие туфы превращены в хлорит-серицитовые сланцы и лишь местами сохранили реликты первичных текстурно-структурных особенностей [248].

На месторождении, в полосе сланцев протяженностью около 2,5 км, известно восемь рудных тел. Большинство из них представляет собой сочетание массивных пластовых залежей и примыкающих к ним со стороны лежачего бока участков прожилково-вкрапленного оруденения воронкообразной формы. В отличие от большинства колчеданных месторождений основная масса добываемой руды (около 80%) сосредоточена в зоне прожилково-вкрапленной минерализации. Преддеформационная реконструкция позволяет предполагать, что рудные тела представляют собой сегменты двух крупных массивных залежей, расчлененных тектоническими подвижками [294].

Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит и барит, в качестве примесей встречаются галенит, теннантит и тетраэдрит. По минеральному составу руды делятся на четыре разновидности: сфалерит-баритовые, пирит-халькопиритовые, пирит-сфалерит-халькопиритовые и ангидрит-баритовые. Местами рудные тела имеют асимметричную зональность, выражающуюся в смене снизу вверх по разрезу прожилково-вкрапленных руд массивными пирит-халькопиритовыми, а затем — массивными сфалерит-пиритовыми рудами, выше которых наблюдаются филлиты и яшмовидные породы. Околорудные изменения выражаются в окварцевании хлоритовых сланцев, залегающих в подошве рудных тел в зоне мощностью до 300 м. В яшмовидных породах в кровле и на флангах рудных залежей наблюдаются ореолы сульфатной минерализации.

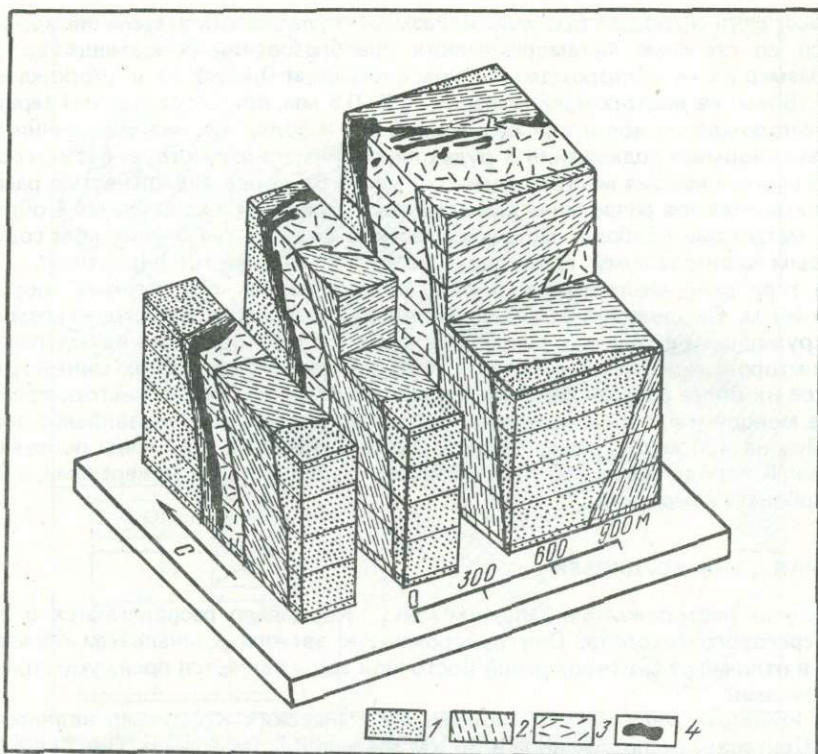


Рис. 34. Блок-диаграмма месторождения Британия [209]

1 — нерассланцованные породы, преимущественно порфиры и аргиллиты; 2 — рассланцованные вулканы, агломераты и туфы; 3 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 4 — руды

Детальное исследование многоэтапных деформаций в сложной сланцевой зоне Британии показало, что рудные тела участвовали во всех подвижках, начиная с самых ранних [294].

Месторождение Сенека находится в 120 км восточнее Ванкувера, в 30 км к северу от границы с США. Оно приурочено к восточному флангу Берегового батолита и залегает в толще ниже-среднеюрских лав, туфов агломератов и субвулканических тел дацит-липаритового состава, относящихся к формации Гаррисон-Лейк [122]. Породы слабо смяты в широкие складки северо-восточного простирания и незначительно нарушены разломами. В районе месторождения породы и руды полого погружаются к востоку. Метаморфизм не превышает цеолитовую фацию.

В лежачем боку месторождения обнажаются монотонные дацитовые порфириды, перекрытые дацит-липаритовыми туфами и маркирующим горизонтом дацитовых туфобрекчий мощностью 1—15 м. Туфобрекчии, непосредственно подстилающие рудный интервал, сложены в основном обломками дацитовых порфиритов, наряду с которыми встречаются обломки основных эффузивов роговиков, риолитов и изредка массивного пирита. Цемент представлен тонкозернистым туфовым материалом, состоящим из кварца и альбита с второстепенным количеством хлорита и серицита. Породы прорваны многочисленными субвулканическими телами дацит-липаритового состава.

В всياчем боку месторождения залегает толща роговиков, кристаллокластических туфов и вулканических брекчий мощностью 6—45 м. Выше наблюдаются многочисленные лавовые потоки андезитового и дацитового состава общей мощностью более 900 м. Породы прорваны многочисленными дайками кремнекислого и среднего состава, часть которых прорывает и смещает рудное тело.

Рудные интервал представлен слоистым телом массивных сульфидов, подстилающей его мощной зоной прожилково-вкрапленных и гнездовых руд и перекрывающей "обломочной рудной зоной". Последняя имеет широкое распространение и состоит из облом-

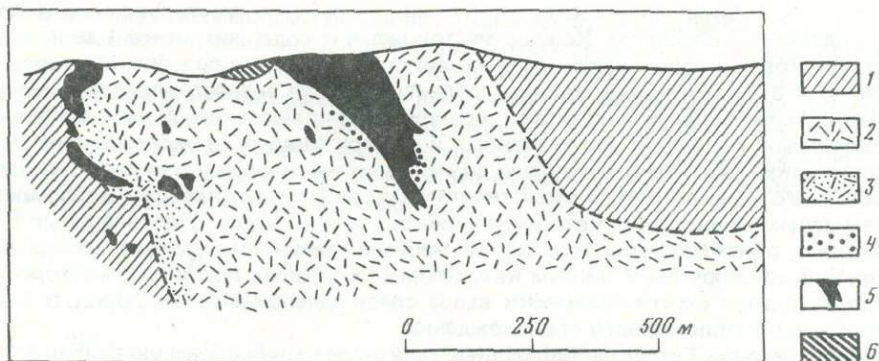


Рис. 35. Меридиональный вертикальный разрез месторождения Хиддн-Крик [284]

1 — аргиллиты; 2 — зеленые сланцы; 3 — окварцованные зеленые сланцы; 4 — околорудные кварциты; 5 — рудные тела; 6 — оползневые руды

ков сульфидов массивного рудного тела и отторженцев пирокластических пород в черной туфогенной матрице. Массивное рудное тело сложено пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и баритом. При этом медные руды приурочены к подошве рудного тела и постепенно переходят вверх в зону богатую цинком и свинцом.

Мощная зона околорудных изменений, характерная для месторождений подобного типа, здесь отсутствует, однако детальный анализ дацитовой туфобрекчии лежащего бока выявил центр высокого содержания Mg непосредственно ниже рудного тела, а повышенные содержания K в обрамлении этого центра [122]. Это соответствует нормальной метасоматической зональности, наблюдаемой в гидротермально-измененных породах лежащего бока многих колчеданных месторождений, где центральная зона хлоритизации переходит по краям в зону серицитовых изменений, а затем в неизмененные породы.

Дж.Армбрасом и Р.Ганникотом [122] было установлено высокое K/Rb соотношение, что удовлетворительно объясняется взаимодействием рудовмещающих пород с морской водой при формировании месторождения на морском дне. К такому же выводу пришел Сангстер [318], который на основании текстурных особенностей и геологического положения обломочных руд связывает их образование с оползанием сульфидного осадка вскоре после его отложения в условиях проявления подводного вулканизма.

Месторождение Хиддн-Крик расположено в 120 км к северу от г. Принс-Руперт, на берегу зал. Грэнби. Оно открыто в прошлом веке индейцами. Разработка началась в 1914 г. и внезапно прекратилась в 1935 г. За это время было добыто около 18 млн. т руды, содержащей Cu 1,7%, Ag 84 и Au 4,2 г/т. Содержание S в руде составляет 31,2, Fe — 30%. Рудные тела Хиддн-Крик залегают в зеленокаменно-измененных андезитах, которые подстилаются и перекрываются аргиллитами нижней юры. Породы смяты в интенсивные крутые и пологие складки и образуют на территории рудного поля крупную арочную структуру северо-восточного простирания (рис. 35). Смятые в складки и рассланцованные вулканыты и осадочные породы секутся многочисленными постскладчатыми дайками разнообразного состава мощностью 1—15 м. Граниты Берегового батолита обнажаются в 5,5 км к югу от месторождения и в 6,5 км к востоку от него.

На месторождении известно пять рудных тел, представляющих собой деформированные линзы массивных сульфидов, залегающих преимущественно вдоль контакта зеленокаменно-измененных андезитов и перекрывающих их аргиллитов. Контакты рудных тел с аргиллитами резкие, с андезитами — постепенные и сопровождаются зонами окварцевания и сульфидной минерализации. Местами вблизи массивных рудных тел наблюдаются участки "оползневых руд". Главные рудные минералы — пирит, пирротин и халькопирит. Верхние части рудных линз, как правило, наиболее обогащены сульфидами, нижние части или корни, уходящие в толщу вулканитов, представляют собой окремненные породы с бедной сульфидной вкрапленностью.

Два небольших месторождения Тулсеква-Чиф и Биг-Булл, расположенных в 8 км друг от друга, находятся к северо-западной части Британской Колумбии, вблизи границы с Аляской. Они были открыты в 1923 и 1929 гг. соответственно по выходам на по-

верхность пород, окрашенных гидроокислами. Разработка месторождений ведется с 1955 г. подземным способом. Каждое месторождение содержит менее 1 млн. т медно-свинцово-цинковой руды с некоторым количеством золота и серебра. Месторождения приурочены к вулканогенным толщам поздне триасового возраста, представленным зеленокаменно-измененными андезитами, содержащими выклинивающиеся линзы кварц-полевошпатовых порфиров интрузивного и экструзивного происхождения. Породы смяты в широкие складки и нарушены двумя сериями разрывов северо-западного и северо-восточного направления. В окрестностях Тулсеква закартированы небольшие массивы кварцевых монцолитов, которые являются, по-видимому, ответвлениями Берегового батолита, обнажающегося к западу от месторождения. Рудные тела месторождения Тулсеква-Чиф приурочены к линзам кварц-полевошпатовых порфиров, месторождение Биг-Булл находится стратиграфически выше среди зеленокаменных пород, в которых заметны признаки обломочного происхождения.

На месторождении Тулсеква-Чиф рудные тела имеют трубообразную форму и прослежены до глубины 400 м от дневной поверхности. Кроме того, руда локализуется в форме крутопадающих жил, максимальная мощность которых достигает 10, а длина — 170 м. Эти жилы постепенно выклиниваются на глубине около 230 м. На месторождении Биг-Булл имеется одно клиновидное рудное тело, достигающее мощности 30 м. В северном направлении оно расщепляется на две ветви, а на юге переходит в жильные зоны, контролируемые разломами.

По свидетельству У.Ирвина [210], рудные тела обоих месторождений приурочены к зонам тектонических нарушений, однако им не исключается и стратиграфический контроль оруденения, особенно на месторождении Биг-Булл, где в кровле рудного тела присутствует горизонт слоистых туфов. Главные рудные минералы — пирит, сфалерит и халькопирит, второстепенные — борнит, теннантит и галенит. Рудные тела окружены ореолами измененных вмещающих пород, представленных на месторождении Тулсеква-Чиф серицитовыми сланцами с примесью барита и ангидрита в окружении окварцованных пород, а на месторождении Биг-Булл — широкими полосами окварцевания, прослеживающимися вдоль тектонических нарушений на значительные расстояния за пределами оруденения.

Перечисленными примерами далеко не исчерпываются все колчеданные месторождения, связанные с раннемезозойскими эвгеосинклинальными сериями Кордильер. В 1970 г. было обнаружено колчеданное месторождение (или часть месторождения) на продолжении этой же структурной зоны на территории Аляски, на западном побережье зал. Кука [298]. Массивные руды месторождения содержат Cu 1–1,5%, Zn 0,8–1,7, Pb 0,5% и Ag 27–57 г/т. Месторождение приурочено к эвгеосинклинальным образованиям триас-юрского возраста, представленным терригенными и карбонатными осадочными породами, переслаивающимися с базальтовыми туфами, перекрытыми базальтовыми пиллоу-лавами и подводными лавобрекчиями. Отмечены три типа минерализации, среди которых наибольшее значение имеют согласные лентообразные тела массивных сульфидов размером от нескольких сантиметров до 30 м, состоящие из тонкозернистой смеси пирита, марказита, сфалерита, халькопирита, галенита и пирротина. Сфалерит, галенит и халькопирит местами составляют до 15% сульфидов. В целом сульфидами сложено до 60% рудных тел, остальная часть приходится на долю сидерита, кальцита, кварца и доломита. В подошве некоторых массивных сульфидных тел присутствует зона вкрапленной минерализации.

Таким образом, месторождения Канадских Кордильер четко подразделяются на две группы в соответствии с двумя металлогеническими циклами, выделяемыми в истории развития северо-восточной части Тихоокеанского подвижного пояса [13]. Месторождения Восточной зоны приурочены к миогеосинклинальным отложениям позднего протерозоя (раннего кембрия), представленным в основном тонкозернистыми терригенными осадками, иногда содержащими маломощные прослои и линзы зеленокаменно-измененных вулканитов основного состава. Это типичные стратиформные месторождения весьма крупные по масштабам оруденения. Они имеют полиметаллический состав, пластообразную форму рудных залежей и тонкослоистые, складчато-сланцеватые текстуры руд, повторяющие все текстурные детали вмещающих терригенных пород.

Месторождения Западной зоны приурочены к эвгеосинклинальным толщам мезозоя,

представленным вулканогенными образованиями кислого и среднего состава. Эти месторождения имеют неправильно-линзовидную, трубообразную, реже пластообразную форму рудных тел и хорошо выраженные зоны окварцевания и прожилково-вкрапленной минерализации в их подошве. Судя по составу руд, месторождения относятся к уральскому подсемейству (Британия, Хиддн-Крик) и подсемейству куроко (Сенека, Тулсеква-Чиф, Биг-Булл), однако фрагментарность разрезов вмещающих пород, представляющих собой реликты кровли Берегового батолита, не позволяет достоверно установить их формационную принадлежность.

Глава 4

ЗАПАД США

На территории США Кордильерский складчатый пояс сильно расширяется за счет внутренней зоны плато и низменностей. В пределах этой зоны, к западу от Скалистых гор, выделяются две крупных структурных единицы: остаточный массив плато Колорадо, сложенный платформенными образованиями рифея и палеозоя, фундаментом для которых служат эвгеосинклинальные серии среднего протерозоя, и расположенный к северо-западу от него Большой Бассейн, представляющий собой миогеосинклинальную зону Западных Кордильер. Строение эвгеосинклинальной зоны Кордильер в общих чертах сходно с канадским сектором этой зоны и отличается от нее лишь меньшей протяженностью и прерывистостью Береговых батолитов и лучшей обнаженностью складчатых образований палеозоя.

Самые крупные колчеданные месторождения находятся в южной части плато Колорадо, в рудном районе Джером (шт. Аризона). Широко известны также месторождения округа Шаства в северной части Калифорнии, в пределах эвгеосинклинальной зоны Кордильер.

РУДНЫЙ РАЙОН ДЖЕРОМ

Рудный район Джером (штат Аризона) включает многочисленные и разнообразные проявления цветных и благородных металлов, наиболее крупные из которых — Юнайтед-Верде и Юнайтед-Верде Экстеншн — представляют собой массивные сульфидные залежи колчеданного типа. Оба месторождения расположены вблизи г. Джером, в 2 км друг от друга. Месторождения известны с прошлого столетия. Железная шляпа Юнайтед-Верде разрабатывалась еще в 1870 г. для добычи золота и серебра. С 1883 по 1953 гг. на месторождении разрабатывались массивные сульфидные руды. Месторождение Юнайтед-Верде Экстеншн разрабатывалось с 1914 по 1938 гг. За время эксплуатации вначале открытым, а затем подземным способом из месторождений было извлечено 53 000 кг Au, 1890 т Ag, 1,97 млн. т Cu, 37,7 тыс. т Pb и 127 тыс. т Zn. Приблизительные подсчеты показали, что общие запасы руды на обоих месторождениях составляли около 100 млн. т. Содержание Cu в руде колеблется от 1 до 5–8%, Zn 2–7, Pb ~0,2%, Ag 44–58 и Au 0,2–0,6 г/т.

Месторождения Юнайтед-Верде и Юнайтед-Верде Экстеншн приурочены к куполообразной антиклинали, в пределах которой среди горизонтально залегающих отложений палеозоя на поверхность выступают складчатые толщи протерозойского фундамента. Массивные сульфидные залежи приурочены к верхней части докембрийской группы Эш-Крик, которая включает базальты, липаритовые туфы, брекчии и лавы, дацитовые лавы и экструзивные купола, андезитовые лавы и брекчии, перемежающиеся со слоистыми туфами. Общая мощность группы около 7 км. Она представляет собой эвгеосинклинальную серию, о субмаринном характере значительной части которой свидетельствуют пиллоу-лавы и прослои железистых кремнистых сланцев.

Группа Эш-Крик подразделяется на семь формаций. Месторождения ассоциируют с верхней частью липаритов Десепшн и нижней частью формации Грейпвайн-Галч, завершающей группу Эш-Крик. Породы смяты в крутые складки субмеридионального простирания и прорваны полусогласным массивом габбро.

Липариты Десепшн состоят из лав, брекчий и туфов, содержащих вкрапленники

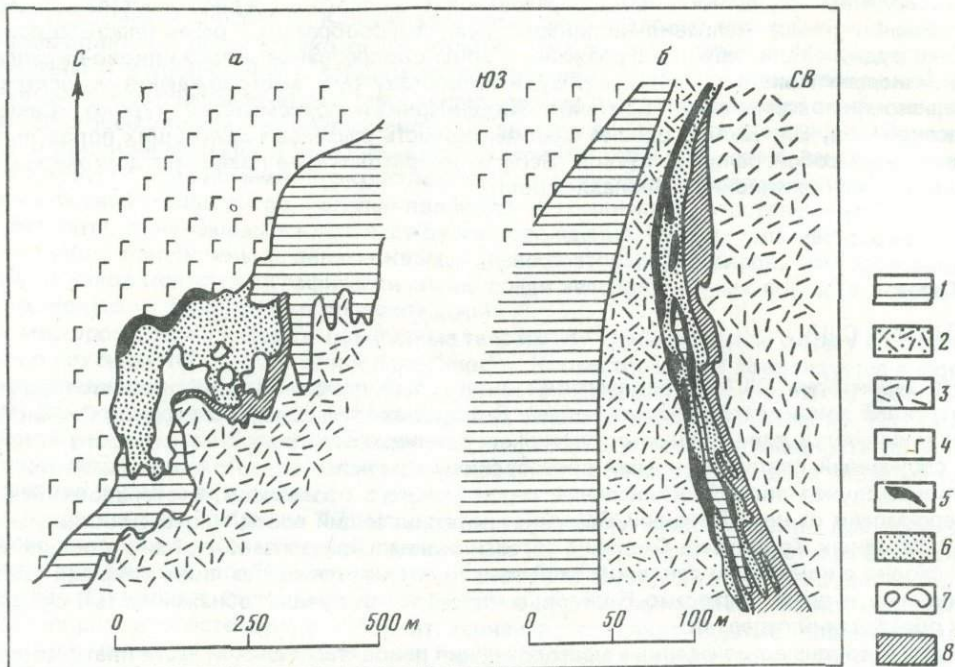


Рис. 36. Месторождение Юнайтед-Верде. Схематическая геологическая карта одного из сечений главного рудного тела (а) и вертикальный разрез через северное рудное тело (б) [117]

1 — туфоогенно-осадочные породы формации Грейпвайн-Галч; 2 — кварцсодержащие кристаллотуфы формации Десепшн; 3 — риолиты Десепшн; 4 — габбро; 5 — массивные сульфиды; 6 — халькопиритовые руды; 7 — жильный кварц; 8 — черные хлоритовые сланцы

кварца размером 2–3 км, количество которых колеблется от 5 до 15%, и плагиоклаза (9–15%). Некоторые обломочные породы сохраняют реликты серицитизированной тонковолокнистой пемзы, на основании чего К.Андерсон [118] приходит к выводу, что они могли образоваться из пирокластических потоков, сползавших по склонам подводных (или островных) вулканических построек. Липариты Десепшн имеют следующий химический состав (среднее из шести анализов в вес. %): SiO_2 75,00; TiO_2 0,23; Al_2O_3 12,32; Fe_2O_3 1,65; FeO 2,39; MgO 0,93; CaO 1,29; Na_2O 3,20; K_2O 1,74. Формация Грейпвайн-Галч представлена слоистыми брекчиями, туфами и кремнистыми сланцами, дацитовыми лавами и интрузивными куполами.

Рудные залежи имеют трубообразную форму и круто погружаются вдоль контакта кристаллических туфов Десепшн и перекрывающих их слоистых туфоогенно-осадочных пород Грейпвайн-Галч, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации.

Месторождение Юнайтед-Верде состоит из двух крупных рудных тел — Главного и Северного. Главное рудное тело залегает в верхней части риолитов Десепшн. Висячим боком его на значительном протяжении служит массив габбро, отделяющийся местами от рудного тела туфами Грейпвайн-Галч и кварцевыми линзами. Рудное тело погружается к северу под углами 50–65° и представляет собой неправильную трубу эллиптического сечения (средние размеры 240 x 210 м) (рис. 36, а), прослеженную до глубины 900 м. Контакт руды с вмещающими породами обычно резкий, но иногда вдоль него наблюдается обильная вкрапленность пирита. Рудоперекрывающие туфы содержат прослой и ответвления сульфидов, параллельные слоистости. Северное рудное тело отделено от Главного апофизой габбрового массива шириной 170 м. Оно залегает среди липаритов Десепшн, внутри прослоя тонкозернистых слоистых пород. В соответствии с вмещающими сланцами линзообразное рудное тело погружается к западу в верхней части и к востоку — на нижних горизонтах, где оно разделяется на несколько маломощных линз (рис. 36, б). Минералогия обоих рудных тел сходна. Они состоят из тонкозернистого (0,1 мм в поперечнике) пирита (50–60%), халькопирита (2–14%), железисто-

го сфалерита (2–10%), остальную часть составляют жильные минералы — кварц, доломит, анкерит, кальцит, образующие тонкозернистую связующую массу, а также прожилки и скопления в массивной руде. Кроме того, в рудных телах, особенно в их прикровлевой зоне, весьма обильны линзы мономинерального тонкозернистого пестроокрашенного кварца, замещающего как липариты Десепшн, так и туфы Грейпвайн-Галч. Из второстепенных рудных минералов отмечаются борнит, арсенопирит, теннантит, тетраэдрит. В рудном теле Хейнес, отчлененном от Главного массивом габбро, встречаются пирротин и магнетит. Руды большей частью массивные, неслоистые, но местами имеют полосчатую текстуру, образуемую чередованием параллельных полос пирита и жильных минералов, либо пирита и сфалерита. Полосчатость в краях рудных тел параллельна слоистости в прилежащих туфах. Сфалерит тяготеет к верхним частям рудных тел, халькопирит образует столбы из прожилков и рассеянной вкрапленности в нижних частях. В Северном рудном теле заметное обогащение медью и цинком отмечено на участках максимального расширения рудного тела. Одна из таких зон имеет длину 60, ширину 3–20 м и насчитывает 85 тыс. т руды, содержащей медь (4%) и цинк (9%). Околорудные изменения представлены хлоритизацией с образованием "черных сланцев" в подошве рудных залежей (см. рис. 36, б).

Месторождение Юнайтед-Верде Экстеншн расположено к востоку от Юнайтед-Верде под покровом палеозойских третичных пород. Оно считается верхней, смещенной по разлому частью Главного тела месторождения Юнайтед-Верде и также имеет трубообразную форму эллиптического сечения. Главный рудный минерал — халькозин, распределение которого в руде весьма неравномерно, так что содержание меди в руде колеблется от 2 до 24%. Предполагается, что до отложения палеозойских пород смещенная часть была обогащена супергенными процессами.

ЗАПАДНАЯ ШАСТА

Округ Шаства расположен в 300 км к северу от Сан-Франциско, в верховьях р. Сакраменто, которая делит его на западную и восточную части. Рудный район Западная Шаства представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении участок длиной около 13 и шириной более 3,5 км (рис. 37). Он включает 19 промышленных колчеданных месторождений и множество рудопоявлений. Все месторождения были обнаружены в конце прошлого века после того, как под железной шляпой месторождения Айрон-Маунтин, разрабатываемой для извлечения серебра, были встречены богатые медью массивные сульфиды. Рудники эксплуатировались в начале века и частично в 40-х гг. Лишь на месторождении Айрон-Маунтин добыча продолжается непрерывно до настоящего времени. В целом по рудному району добыто около 14 млн. т медно-цинковой руды, содержащей 2,8–6,0 Cu, 1,3–8,0% Zn, 0,03–3,5 Au и 1,1–180 г/т Ag, кроме того, на руднике Айрон-Маунтин к 1951 г. было добыто 3,6 млн. т колчеданной руды, используемой как источник серы, а из цинковых руд месторождения Мэммот было извлечено несколько центнеров кадмия. Западная Шаства, расположенная в горах Клатат, характеризуется весьма расчлененным рельефом, и разработка полого залегающих рудных тел ведется исключительно штольнями.

В геологическом строении района принимают участие в основном отложения девонской и каменноугольной систем, прорванные гранитоидами позднеюрского-раннемелового возраста. Древнейшие образования Западной Шасты — зеленокаменные породы формации Копли. Формация имеет широкое площадное распространение и представлена вулканическими потоками, подушечными лавами, вулканическими брекчиями и туфами основного и среднего состава с редкими прослоями глинистых сланцев и кремнистых туфов. Мощность формации не менее 1200 м. Возраст ее предположительно датируется средним девоном.

Риолиты Балаклала, согласно перекрывающие зеленокаменные породы Копли, а местами клинообразно переходящие в них, имеют узко локальное распространение и обнажаются только на территории Западной Шасты. Мощность их закономерно увеличивается к центру участка их развития и постепенно сокращается к краям, на основании чего сделано предположение [236], что они слагают куполообразную вулканическую постройку среднедевонского возраста. Наиболее характерной чертой риолитов Балаклала является постепенное увеличение вверх по разрезу количества и размеров присут-

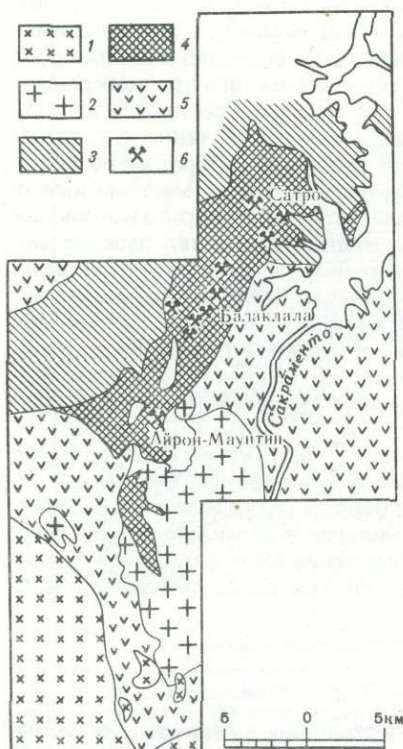


Рис. 37. Геологическая карта рудного района Западная Шаста [236]

1 — биотит-кварцевые диориты; 2 — альбитовые граниты; 3 — палеозойские осадочные породы; 4 — риолиты Балаккала; 5 — зеленокаменные породы Копли; 6 — колчеданные месторождения

ствующих в них вкрапленников кварца и плагиоклаза. Исключительная выдержанность этой закономерности по площади позволяет расчленять по этому признаку риолиты Балаккала на три элемента: нижний, средний и верхний.

Нижний элемент формации Балаккала (непорфиновые риолиты) имеют наиболее широкое площадное распространение. Породы содержат небольшое количество вкрапленников кварца и альбита размером до 1 мм, погруженных в пилотакситовую трахитовую, сферолитовую или микрогранитную основную массу, состоящую из кварца и альбита с примесью хлорита, эпидота и серицита. Помимо лавовых потоков, часто имеющих флюидальную текстуру к нижнему элементу относятся многочисленные пласты и линзы пирокластических пород и лавовых брекчий. Общая мощность "непорфировых риолитов" достигает 650 м.

Средней элемент (среднепорфиновые риолиты) занимает уже более ограниченную площадь. Перемежающиеся лавы и туфы этого стратиграфического подразделения содержат 10–20% вкрапленников альбита и кварца размером 1–4 мм, погруженных в микрогранитную основную массу более крупнозернистую по сравнению с основной массой нижнего элемента. Максимальная мощность отложений ~500 м.

Верхний элемент (крупнопорфиновые риолиты) залегает лишь в центральной части вулканического купола, образуя линзообразную залежь плоскую снизу и выпуклую сверху. Породы содержат 20–30% вкрапленников размером более 4 мм, среди которых, помимо кварца и альбита, отмечается небольшое количество эпидотизированной роговой обманки. Основная масса пород полностью раскристаллизована и имеет микрогранитоидную структуру. В отличие от подстилающих образований верхний элемент представляет собой единое тело массивных риолитов протяженностью около 9 км. Лишь в основании и кровле его наблюдаются маломощные горизонты слоистых туфов. Максимальная мощность крупнопорфировых риолитов 300–400 м. Полого залегающие риолиты всех трех элементов пересекаются вертикальными рвущими телами крупнопорфировых риолитов, наиболее обильными в центральной части вулканического купола. Эти породы хорошо раскристаллизованы, содержат до 2% эвгедральных зерен роговой обманки и считаются жерловой фацией Балаккалского риолита.

Риолиты Балаккала перекрываются формацией Кеннет среднедевонского возраста, имеющей, как и зеленокаменные породы Копли, широкое региональное распространение. Формация представлена черными и серыми кремнисто-глинистыми сланцами, известняками и прослоями липаритовых туфов, особенно обильных в нижней части формации непосредственно над риолитами Балаккала. Общая мощность формации Кеннет 120 м. Она перекрывается сланцами, песчаниками и конгломератами нижнекаменноугольной формации Брэддон, выше которой залегают лишь редкие эрозионные останцы верхнемеловых и плейстоценовых отложений.

Палеозойские отложения на территории Западной Шасты прорваны штоком альбитовых гранитов и батолитом биотитовых кварцевых диоритов, связанных с невадийской орогией.

Палеозойские породы слагают широкий куполообразный антиклинорий северо-

восточного простирания, ось которого погружается в северном направлении. С востока и запада он окружен широкими синклиналиями, а на юге обрывается батолитом Шаста-Белли. Среднее падение крыльев антиклинория не превышает 20° , однако вследствие осложняющей его складчатости залегание отдельных слоев может варьировать от горизонтального до вертикального. Складчатость и сланцеватость развиваются весьма неравномерно из-за различной компетентности пород. Главные системы сбросов имеют северо-западное и восток—северо-восточное простирание. В обеих группах северное крыло обычно опущено по отношению к южному.

Все месторождения Западной Шасты располагаются внутри вулканогенного купола, сложенного риолитами Балаклала, и приурочены к одному стратиграфическому уровню — верхней части среднего элемента. Рудовмещающие породы представляют собой серию прерывистых потоков и линз крупно- и мелкозернистых пирокластических образований, содержащих фенокристаллы кварца и альбита размером 2—3 мм. Рудоперекрывающими отложениями чаще всего служат тонкозернистые туфы и туфогенно-осадочные породы, залегающие в основании крупнопорфировых риолитов. Верхняя граница рудоносной зоны весьма постоянна и проходит по отложениям, залегающим в подошве верхнего элемента. Нижняя граница неопределенна, рудные тела встречаются на различных стратиграфических уровнях в пределах среднего элемента, в горизонте общей мощностью около 200 м.

Наиболее характерной чертой рудовмещающих отложений, как и всех риолитов Балаклала, является их ярко выраженный натриевый характер. Полевые шпаты во вкрапленниках и микролитах неизменно представлены альбитом, содержащим 3—8% анортитовой составляющей. Процентные содержания основных породообразующих окислов рудовмещающих пород Западной Шасты колеблются в следующих пределах (данные по трем анализам): SiO_2 73,6—80,1; TiO_2 0,16—0,27; Al_2O_3 10,8—13,1; Fe_2O_3 0,67—1,16; FeO 0,83—2,69; CaO 0,22—0,86; MgO 0,58—1,32; Na_2O — 3,93—5,60; K_2O 0—1,65. При этом А. Кинкел и другие [1956] считают, что подобный состав не является следствием альбитизации, так как фенокристаллы альбита не обнаруживают реликтов более известкового плагиоклаза в виде ядер или продуктов разложения, а прослойки туфов более основного состава, встречающихся в риолитах Балаклала, содержат неальбитизированный олигоклаз.

На всех месторождениях Западной Шасты оруденение представлено крупными телами массивного пирита со сфалеритом и халькопиритом. Большинство рудных тел имеет линзообразную форму и залегает полого, имея наибольшие размеры в горизонтальной плоскости. Они локализируются в синклиналиях или чашеобразных структурах, некоторые — в гребнях мелких антиклиналей или в крыльях складок. Самая крупная залежь на руднике Айрон-Маунтин имеет длину 1500 и мощность около 30 м. Отдельные части рудных тел смещены пострудными разломами на расстоянии от нескольких сантиметров до 100 м. Контакты рудных тел с вмещающими породами весьма резкие, в большинстве случаев вдоль контакта наблюдается неширокая зона белой глинистой примазки. В промежутках между массивными рудными телами рудоносный горизонт интенсивно пиритизирован, причем зона пиритизации прослеживается почти непрерывно по всему рудному району.

Руды Западной Шасты массивные, макроскопически однородные, местами с пятнистой или полосчатой текстурой. Они состоят преимущественно из пирита с примесью халькопирита и сфалерита. Второстепенные минералы — галенит и тетраэдрит, кроме того, на отдельных месторождениях встречаются магнетит, гематит, ильменит, пирротин, гринокит, теннантит, шеелит. Жильные минералы составляют 35—2% массивных руд и представлены кварцем, серицитом, хлоритом, кальцитом и баритом. Пятнистые текстуры в рудах возникают благодаря крупным скоплениям сфалерита и халькопирита, а полосчатые создаются чередованием прослоев пирита различной размерности либо перемежаемостью халькопиритовых и сфалеритовых слоев мощностью от нескольких миллиметров до 1 см.

Пирит — преобладающий рудный минерал, исключение составляют лишь цинковые руды месторождения Мэммот, где он уступает место сфалериту. В большинстве же случаев руда состоит из эв- или субгедральных кубиков пирита размером 0,2—0,4 мм, разделенных тонкой сеткой из халькопирита, сфалерита, кварца или других жильных минералов. Халькопирит образует тонкую сетку вокруг зерен пирита или заполняет трещины в нем. Кроме того, он встречается в виде каплевидных выделений внутри

зерен сфалерита или вместе с кварцем образует секущие прожилки мощностью до 10 см. Сфалерит мелкозернистый, большей частью красновато-черный, железистый, встречается вместе с халькопиритом в линзах, прожилках и неправильных массах в массивной руде. В некоторых рудных телах месторождения Мэммот сфалерит имеет светлую окраску и образует более крупные зерна. Повсеместно извлекаемые из руд золото и серебро самостоятельных минералов не дают и встречаются только в виде примесей. Содержания меди и цинка в массивных рудах резко колеблются не только в разных месторождениях, но даже в пределах одного рудного тела. Отмечено, например, что на некоторых месторождениях цветные металлы сосредоточены в центральных частях залежей, а кровля и подошва являются чисто пиритовыми и при разработке не извлекаются. Из других закономерностей следует отметить, что прожилковые зоны, наблюдаемые в подошве некоторых рудных залежей, обычно имеют пирит-халькопиритовый состав и не содержат цинка, серебра и золота.

Зоны окисления отмечаются почти на всех месторождениях. В большинстве случаев мощность железной шляпы не превышает 20 м, однако на руднике Айрон-Маунтин железная шляпа имела мощность около 170 м и долгое время служила объектом разработки. В местах выхода на поверхность вкрапленных руд породы обычно окрашиваются окислами железа.

Околорудные изменения выражаются в окварцевании, хлоритизации и серицитизации. При этом лишь интенсивное окварцевание, приуроченное к зонам прожилково-вкрапленных руд в подошве рудных тел, и хлоритизация, наблюдаемая вокруг одной из рудных залежей месторождения Айрон-Маунтин, непосредственно связываются с рудным процессом. Слабое окварцевание и серицитизация имеют широкое площадное распространение, однако они наблюдаются лишь в среднем и нижнем элементе Балак-лалского риолита и не встречаются над рудными телами, что свидетельствует о косвенной связи их с рудными растворами. Подводящих каналов ни на одном из месторождений Западной Шасты не обнаружено. А. Кинкел и другие считают, что путями подъема рудных растворов могли служить некоторые сбросы восток—северо-восточного простирания, что подтверждается присутствием вдоль них участков пиритизированных и гидротермально-измененных пород, а также расположением нескольких рудных залежей вдоль таких сбросов. Однако этими авторами признается, что по тем же нарушениям происходили и пострудные подвижки, а гидротермально-измененные породы и рудная вкрапленность распространены лишь на незначительное расстояние от рудных тел.

Ниже мы кратко рассмотрим строение отдельных месторождений Западной Шасты. Месторождение Айрон-Маунтин — самое южное в Западной Шасте, оно находится у юго-восточной границы купола, сложенного риолитами Балаклала, у контакта с зелено-каменными породами Копли. Месторождение эксплуатируется непрерывно с 1879 г. За это время из него было извлечено около 6 млн. т сульфидной руды, содержащей 0,4—7,5% Cu и 2,6 млн. т продуктов зоны окисления, содержащих до 300 Ag и около 3 г/т Au. Цинк из руд Айрон-Маунтин не извлекался. Помимо отложений формации Копли и риолитов Балаклала, представленных всеми тремя элементами, в пределах месторождения обнажаются альбитовые граниты штока Мьюл-Маунтин. Мощность рудоносной зоны на месторождении составляет не менее 200 м. Рудные тела залегают в массивных среднепорфировых риолитах в отличие от других месторождений Западной Шасты, где рудовмещающими породами чаще всего бывают поточно-полосчатые лавы и брекчии риолитов. На месторождении наблюдается два типа оруденения: массивные пиритовые с халькопиритом и сфалеритом руды, образующие несколько самостоятельных рудных тел, и прожилково-вкрапленные пирит-халькопиритовые руды в сланцеватой породе основания двух массивных рудных залежей. Массивные рудные тела имеют пластообразную и линзообразную прямолинейную или синклинально изогнутую форму (рис. 38, а). Отмечено одно вертикально ориентированное рудное тело, тектонические контакты которого свидетельствуют о том, что оно является частью мощной рудной линзы, опущенной по разломам. Вполне вероятно, что и другие рудные тела до тектонических нарушений были объединены в более крупные пластообразные залежи. Постминерализационные сбросы, расчленяющие рудные залежи, содержат интенсивно пиритизированную глинку трения в зонах шириной до 1—1,5 м. В массивных рудах часто отмечаются зеркала скольжения. Прожилково-вкрапленные руды образуют кулисообразно расположенные линзы, параллельные подошве массивных рудных тел

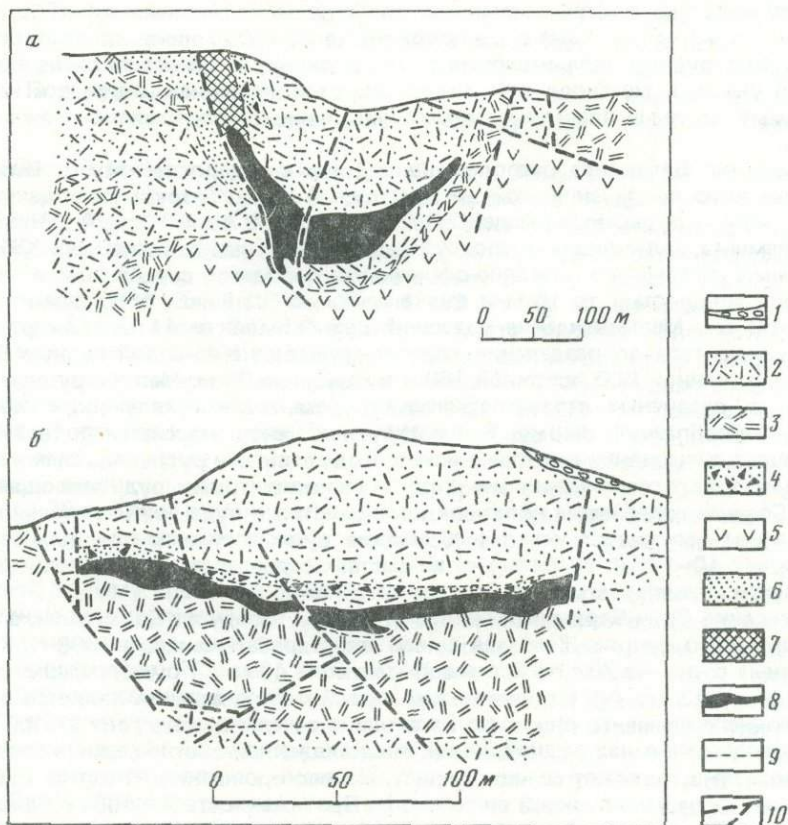


Рис. 38. Разрезы месторождения Айрон-Маунтин (а) и Шаста Кинг (б) [236]

1 — делювий; 2 — среднепорфировые риолиты; 3 — непорфировые риолиты; 4 — вулканические брекчи и туфы; 5 — зеленокаменные породы Копли; 6 — зона окисления массивных сульфидных руд; 7 — зона окисления рассеянных сульфидов; 8 — массивные сульфиды; 9 — литологические контакты; 10 — тектонические нарушения

и согласные со сланцеватостью вмещающих пород. На месторождении имеется также три крупных линзообразных тела массивного магнетита. В массивных сульфидных телах месторождения отмечаются повышенные содержания сфалерита и халькопирита в краевых и подошвенных частях залежей. В основании железной шляпы имеется зона вторичного сульфидного обогащения, где содержание меди доходит до 10%.

Месторождение Стоуэлл расположено в присводовой части липаритового купола, в 5,5 км к северу от Айрон-Маунтин. Разрабатывалось с 1916 по 1919 г. Добыто 39,5 тыс. т руды, содержащей 3% Cu, 0,9 Au и около 30 г/т Ag. Рудная зона располагается в 15–60 м ниже подошвы крупнопорфировых риолитов, представленных туфами и грубообломочными пирокластическими породами. Подстилается она непорфировыми риолитами с прослоями зеленокаменных пород, аналогичных вулканитам формации Копли. На территории рудника имеется два крутых северо-восточных сброса, подвижки по которым составляют до 30 м. Месторождение включает три массивных рудных залежи и зоны вкрапленных руд в промежутках между ними. У выхода одного из рудных тел на поверхность образовалась железная шляпа, состоящая из массивного и ячеистого лимонита с перегородками из вторичного кварцита. Район месторождения считается перспективным для открытия новых рудных залежей.

Месторождение Кистоун находится в 1 км к северо-востоку от Стоуэлла в присводовой части рудоносной структуры. За период эксплуатации с 1923 по 1925 г. из него было извлечено 122 тыс. т руды, содержащей 6 Cu, 8% Zn, 1,7 Au, 75 г/т Ag. Рудная зона покрывается пологим контактом крупнопорфировых риолитов, ее мощность около

100 м и сложена она непорфиrowыми и порфиrowыми риолитами, их брекчиями и туфами. Главные рудные залежи расположены в 20—30 м ниже контакта с верхним элементом. Все рудные тела имеют пластовую форму и залегают очень полого. По содержанию цветных металлов они подразделяются на промышленные и непромышленные. Самые крупные пластовые залежи имеют низкое содержание меди и не разрабатывались.

Месторождение Балаклала расположено в 1 км к северо-востоку от Кистоуна, на продолжении вниз по падению той же рудоносной зоны. Разрабатывалось до 1928 г. Добыто 1,2 млн. т руды, содержащей 2,8 Cu, 1,8% Zn, 8 Au и 28 г/т Ag. Нижняя часть верхнего элемента, залегающая в кровле рудной зоны, представлена мелкообломочными слоистыми туфами и туфогенно-осадочными породами, содержащими линзы шлаковых туфов мощностью до 15 м и вулканическую брекчию с обломками пород размером 50—60 см. Месторождение содержит два больших и 11 мелких рудных тел. Главные рудные тела до разделения сбросом представляли собой единую блюдцеобразную залежь длиной 600, шириной 160 и мощностью 25 м. Мелкие рудные тела располагаются на различных стратиграфических уровнях ниже главных. Некоторые из них имеют бобообразную форму. В промежутках между массивными телами рудная зона обогащена сульфидной вкрапленностью. Под главными рудными телами находится прожилковая зона крупнозернистых пирит-халькопиритовых руд, имеющая пологое залегание. Среднее содержание полезных компонентов в руде приблизительно постоянно. Исключение составляют некоторые мелкие рудные тела, в которых содержание меди достигает 10—12% и значительно возрастает содержание золота. Несколько обогащена медью и нижняя часть основной рудной залежи.

Месторождение Эрли-Берд расположено в 2 км к западу от Балаклалы, в западном крыле риолитового купола. Железная шляпа его разрабатывалась в 1908 г., а сульфидные массивные руды — в 20-е гг. Всего добыто около 40 тыс. т руды, содержащей около 3% Cu, 0,8 Au и 43 г/т Ag. Отличительной чертой месторождения является отсутствие над ним верхнего элемента риолитов Балаклала, выклинивающегося в этой части купола. Непосредственно над рудной зоной, представленной светло-серыми среднепорфиrowыми риолитами, залегают сланцы Кеннет. На месторождении известно одно рудное тело, имеющее форму удлиненной синклинали. Протяженность его 155 м, максимальная ширина около 30 м и максимальная мощность 10 м. Северная часть рудного тела опущена по разлому на 10 м. Массивная руда рассечена немногочисленными прожилками халькопирита, сфалерита и кварца. Содержания цветных металлов однородны по всему рудному телу. Площадь к югу от месторождения считается перспективной для открытия новых рудных залежей.

Месторождение Шаста-Кинг расположено в самом центре рудного района, в 1,5 км к северо-востоку от рудника Балаклала. Оно эксплуатировалось с 1902 по 1909 г. и затем с 1918 по 1919 г. За это время было извлечено 84 тыс. т руды, содержащей 2,5 Cu, 7,6% Zn, 1 Au и 30 г/т Ag. В 1949 г. рудник вновь начал функционировать. В районе месторождения обнажаются только риолиты Балаклала. В нижней части непорфиrowых риолитов, имеющих часто флюидально-полосчатую текстуру, встречаются прослои туфов основного состава и зеленокаменные породы с реликтами андезитовой и базитовой структуры. Все породы смяты в широкие складки с умеренным наклоном крыльев и рассечены серией сбросов, часть из которых считается дорудными из-за присутствия в их плоскости гидротермально-измененных пород с вкрапленностью сульфидов и мелкими рудными линзами. Пострудные подвижки по этим сбросам имеют амплитуду до 100 м и более. Рудная зона подстилается непорфиrowыми риолитами, а перекрывается пирокластическими образованиями верхнего горизонта. Она содержит одно блюдцеобразное рудное тело (см. рис. 38, б), часть которого была уничтожена эрозией. Рудное тело, залегающее согласно с поверхностью контакта средних и верхних риолитов, вытянуто в северо-восточном направлении. Длина его около 200, ширина 170 и мощность 14 м. Имеется два типа контактов руды и вмещающих среднепорфиrowых риолитов: в кровле контакт резкий, ограниченный зоной глинки трения мощностью от долей сантиметра до 0,3 м, по краям рудной залежи массивные руды переходят во вмещающую породу постепенно, через участки пиритовой сыпучки. В массивной руде встречаются реликты вмещающей породы, в разной степени замещенные сульфидами. Вдоль верхнего контакта рудного тела они располагаются параллельно ему. Руда однородная, массивная, на 85—90% состоящая из пирита, сфалерита и халь-

копирита с примесью галенита и тетраэдрита. Жильные минералы представлены кварцем и серицитом. Твердая и стойкая к эрозии железная шляпа имеет вес, равный половине веса массивной руды. Непосредственно под ней в сульфидной руде встречается небольшое количество халькозина. Гидротермальные изменения не характерны для надрудных толщ. Под рудными телами местами отмечается хлоритизация. На продолжении рудной зоны к северу от месторождения предполагается открытие новых рудных залежей.

Месторождение Мэммот — одно из крупнейших в Западной Шасте. Оно расположено в 5 км к северо-востоку от рудника Шаста Кинг, на склоне липаритового купола. Месторождение было обнаружено в 80-е гг. прошлого века и разрабатывалось с перерывами с 1900 по 1925 г. За это время было добыто 3,3 млн. т медной руды, содержащей 4 Cu, 4,2% Zn, 1 Au и 60 г/т Ag, кроме того, было добыто 84 тыс. т высокосортной цинковой руды, содержащей 21,1 Zn, 2,4% Cu, 2 Au и 162 г/т Ag. Из цинковых руд извлечено также несколько центнеров Cd. На территории месторождения обнажаются балакляские риолиты, представленные всеми тремя элементами и глинистые сланцы формации Кеннет с прослоями липаритовых туфов в основании [235]. Рудная зона приурочена к основанию верхнего элемента и залегает вдоль гребня широкого свода юго-западного простирания. Протяженность ее не менее 1400, ширина 300 и мощность около 30 м. В пределах месторождения структура осложнена многочисленными тектоническими нарушениями, вертикальные подвижки по которым составляют 40—50 м, а горизонтальные — до 70 м. Один из таких сбросов под названием Калифорния состоит из группы параллельных и разветвляющихся разрывов, вдоль которых вмещающие породы претерпели осветление и серицитизацию на ширину 1—3 м. Этот сброс считается дорудным, хотя по нему происходили и постминерализационные подвижки. Обогащенные цинком рудные тела группируются вдоль другого тектонического нарушения, которому также приписывается дорудное заложение. Все сбросы имеют крутое падение и северо-восточное простирание. Породы, непосредственно вмещающие руду, представлены прерывистыми пластами туфов и линзами вулканических брекчий. Непосредственно над рудой залегают слоистые туфы подошвы крупнопорфировых риолитов. На месторождении насчитывается 13 меднорудных и 6 цинковорудных тел таблитчатой формы. Большинство из них полого погружается к западу, хотя встречаются и другие элементы залегания. Вдоль сбросов в рудных телах наблюдаются смещения и зеркала скольжения. Рудные тела отделяются от вмещающих пород узкой зоной глинистой примазки. Максимальные размеры рудных залежей 300 × 170 × 30 м. Главным минералом меднорудных тел является пирит, на долю которого приходится до 70% сульфидов, остальная часть представлена равными количествами халькопирита и сфалерита, образующих местами полосчатые текстуры. В основании меднорудных тел отмечаются зоны чисто пиритовых руд. Цинковорудные тела состоят в основном из сфалерита с линзами и полосами халькопирита и пирита, со значительным количеством кварца и корродированных остатков безрудной породы. Предполагается, что кадмий в них находится в форме гринокита в ассоциации со сфалеритом. Из жильных минералов отмечены кварц, хлорит, серицит, гидрослюды, а также барит, с увеличением содержания которого количество кварца среди жильных минералов снижается. Железные шляпы мощностью до 3 м встречены у двух рудных тел. В зонах обогащения под ними присутствуют халькозин и ковеллин. Содержание золота в зоне обогащения в два раза выше, чем в массивных сульфидах. Околорудные изменения выражаются в осветлении пород вокруг рудных тел и по трещинам в рудной зоне. Сильно измененные породы состоят из кварца и серицита. Кроме того, наблюдается гематитизация, окрашивающая осветленные липариты в розовый цвет.

Месторождение Голински находится в 2 км к северо-востоку от рудника Мэммот. Разрабатывалось в 1906—1907 и в 1935—1937 гг. Добыто 6 тыс. т руды, содержащей 3,6 Cu, 8,9% Zn, 3,8 Au, 129 г/т Ag. Железная шляпа разрабатывалась карьером, она содержит 10 Au, 224 г/т Ag и 1,2% Cu. Верхняя часть среднего элемента риолитов Балакляла в пределах месторождения эродирована, и руда залегает в нижней части среднего элемента. В отличие от всех других месторождений Западной Шасты рудная зона является секущей по отношению к вмещающим породам. Она локализована в зоне смятия северо-восточного простирания, падающей на юго-восток под углами 55—60°, в то время как породы над рудой полого погружаются к юго-западу. Рудные тела представлены небольшими крутопадающими линзами массивных сульфидов. Висячий

бок их хорошо очерчен, в сторону лежащего бока имеются выступы руды и брекчиевые зоны. Руда представляет собой смесь плотных сульфидов с полосами светлой и темной глины, мягких сульфидов и кварца. Полосчатость параллельна ограничениям рудных тел, и ширина полос чистого сульфида достигает 2 м. Руда несколько обогащена медью за счет сажистого халькозина. Перспективной считается площадь к северо-востоку от месторождения на продолжении зоны смятия.

Месторождение Сатро, расположенное в 2 км к северо-западу от Голински, — самое северное в Западной Шасте. Месторождение обнаружено в 1902 г., разрабатывалось с 1913 по 1918 и с 1923 по 1945 г. Добыто 35,3 тыс. т руды, содержащей 7,44% Cu, 2,2 Au и 208 г/т Ag. Непорфиоровые, средне- и крупнопорфиоровые риолиты в районе месторождения смяты в крупные широкие складки. Месторождение располагается в крыле одной из таких синклиналиных складок между туфами, залегающими в основании верхнего элемента, и вулканическими брекчиями среднего элемента. На месторождении имеется несколько разобщенных массивных рудных залежей, отделенных от вмещающих пород тонкими зонами глинистой примазки. Благоприятной для разведки считается площадь к северо-западу от рудника.

В промежутках между охарактеризованными месторождениями разведкой обнаружены многочисленные непромышленные залежи массивных колчеданных руд, а вкрапленная сульфидная минерализация распространяется практически повсеместно, где имеются отложения верхней части среднего элемента риолитов Балакклала. Такая строгая стратиграфическая приуроченность оруденения и проявление его вне зависимости от условий залегания, фацциальных особенностей и физических свойств подстилающих и перекрывающих отложений однозначно свидетельствуют о связи оруденения Западной Шасты с определенным этапом проявления кислого геосинклинального вулканизма. Исключительно выдержанный минеральный состав руд может быть признаком единого очага рудных растворов и единственного этапа минерализации. Характерной отличительной особенностью руд Западной Шасты является обогащение цветными металлами мелких рудных залежей и преимущественно пиритовой состав наиболее крупных тел. Общей чертой рудной зональности является отмеченное почти на всех месторождениях скопление халькопирита в подошве рудных тел.

ВОСТОЧНАЯ ШАСТА

Рудный район Восточная Шаста, имеющий в общих чертах широтное простирание, отделен от Западной Шасты долиной р. Сакраменто. Он включает месторождения Булли-Хилл, Райзинг-Стар, Коппер-Сити и Афтерсот, а также несколько рудопроявлений, группирующихся на небольших изолированных участках. Хотя по содержанию промышленных компонентов руды Восточной Шасты являются довольно богатыми (15—20 Zn, 3 Cu, 1—2% Pb), они не имеют большого экономического значения вследствие малых размеров рудных залежей. За все время эксплуатации с 1900 по 1952 г. из них было добыто 30 тыс. т Cu и 25 тыс. т Zn. Крутозалегающие рудные тела разрабатываются штольнями и шахтами, глубина которых уже в 1910 г. достигала 370 м. Район сложен переслаивающимися осадочными и вулканогенными породами от нижнего девона до плиоцена общей мощностью около 6 км [116]. Породы смяты в складки и прорваны многочисленными и разнообразными интрузиями позднеюрского—раннемелового возраста. Рудовмещающим горизонтам является зона контакта триасовых липаритов Булли-Хилл и перекрывающих их сланцев формации Пит. Липариты Булли-Хилл по характеру фаций, структурам и химическому составу весьма близки среднедевонским липаритам Балакклала, вмещающим месторождения Западной Шасты. Они характеризуются следующими соотношениями основных породообразующих окислов (в %): SiO₂ 78,5, TiO₂ 0,27, Al₂O₃ 11,5, Fe₂O₃ 0,11, FeO 1,82, MgO 0,46, CaO 0,50, K₂O 0,0, Na₂O 6,04.

Дж. Альберс [115], изучавший липариты Восточной Шасты, пришел к выводу, что они образовались в результате натриевого метасоматоза первично обедненных калием и богатых известью пород.

Рудные тела в большинстве случаев имеют линзообразную форму и в длину не превышают 120 м. Контакты их с вмещающими породами обычно резкие, однако известны и участки постепенных переходов от безрудной породы через вкрапленные и про-

жилковые руды к массивным залежам. Массивные руды имеют тонкозернистую структуру и состоят из пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, блеклой руды и борнита. Из нерудных минералов установлены кварц, барит, хлорит, кальцит и локально ангидрит и гипс. Отмечено, что с возрастанием барита среди жильных минералов содержание золота и серебра в руде увеличивается. Железная шляпа значительной мощности присутствует только на месторождении Булли-Хилл.

Месторождение Афтерсот — самое крупное в Восточной Шаште, расположено на юго-восточном загибе широтного пояса, в 43 км от г. Реддинг. С 1905 по 1951 г. из него извлечено 158,5 тыс. т руды со средними содержаниями Zn 16%, Cu 2,7, Pb 2,7%, Ag 140 и Au 1,3 г/т. Часть руды добывалась открытым способом. На территории месторождения обнажаются зеленокаменно-измененные андезиты формации Деккас, согласно перекрывающие их липариты Булли-Хилл, а также глинистые сланцы и песчаники формации Пит. Липариты Булли-Хилл порфирирового и непорфирирового строения состоят преимущественно из выклинивающихся и постепенно переходящих друг в друга вулканических брекчий и пирокластических пород общей мощностью около 300 м. Липариты согласно перекрываются терригенными отложениями формации Пит, содержащими в нижних частях разреза многочисленные прослои кислых туфов песчаной или гравийной размерности. Мощность формации Пит 600 м, в верхней части ее были обнаружены окаменелости средне- и поздне триасового возраста. Месторождение приурочено к северо-восточному крылу крупной антиклинали, осложненной мелкими складками волочения и рассеченной многочисленными сбросами преимущественно северо-западного простирания, амплитуда перемещений по которым составляет 30–70 м [114].

Рудные тела располагаются вдоль зоны контакта липаритов Булли-Хилл и глинистых сланцев формации Пит, которая погружается к северо-востоку под углом 50° и имеет несколько горизонтальных уступов. Рудные тела локализируются в верхней части натриевых липаритов, в зоне контакта липаритов и перекрывающих их известково-глинистых сланцев и в самых сланцах в нескольких десятках сантиметров выше контакта. Всего на месторождении насчитывается 15 рудных тел преимущественно линзообразной формы. Самое крупное из них имеет размеры 120 × 40 × 12 м и содержит 50 тыс. т руды. Оно залегает в глинистых сланцах, имеет резкие верхний и нижний контакты, но на выклинивании, как и многие другие рудные залежи месторождения, превращается в переслаивание пирита и глинистого сланца. Руда представляет собой смесь пирита, сфалерита, халькопирита, тетраэдрита, галенита и борнита, второстепенными минералами являются энаргит, халькозин и ковеллин, жильные представлены кальцитом, кварцем и баритом. Руды имеют массивную и полосчатую текстуру, образуемую чередованием слоев различных сульфидов мощностью от долей до 2 мм. Полосчатость параллельна напластованию в глинистых сланцах, местами она повторяет мелкие складки волочения. В натриевых липаритах встречаются участки вкрапленных и прожилковых руд. Пирит — наиболее распространенный рудный минерал — образует кубы и ангедральные зерна размером 0,05–5 мм. Им представлена вкрапленность в липаритах, развитая на большой площади. Темно-серый железистый сфалерит замещает пирит и включает мелкие неправильные зерна халькопирита, а в полосчатых рудах содержит включения галенита и тетраэдрита. Он более характерен для рудных тел, залегающих в глинистых сланцах. Халькопирит встречается в интерстициях зерен пирита, сфалерита, галенита в виде пузырьков и мirmekитовых вростков в сфалерите, а также представляет часть вкрапленников в натриевых липаритах. Галенит отмечен в интерстициях других рудных минералов в ассоциации с борнитом и тетраэдритом. Он образует также неправильно линейные участки, придающие руде полосчатый вид. Жильные минералы образуют скопления и прожилки. Барит отмечается преимущественно внутри рудных тел. Самая богатая руда сосредоточена в центре сульфидных линз, наиболее бедная по краям. Железная шляпа мощностью около 1 м сложена лимонитом, малахитом и азуритом.

Гидротермальные изменения выражаются в карбонатизации, окварцевании, пиритизации, серицитизации, образовании глинистых минералов. Первые три вида непосредственно связаны с рудным процессом. Особенно широко распространена пиритизация, наблюдающаяся вокруг тел массивных сульфидов в полосе шириной от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Часто пиритизация распространяется вниз по падению рудных тел.

В 2 км к юго-востоку от рудника Афтерсот находится небольшое цинковое месторождение Донки.

Наиболее известные колчеданные месторождения западных районов США — Джером и Западная Шахта — принадлежат к уральскому подсемейству. Залегая среди кремнекислых вулканитов натриевого ряда, они характеризуются медно-цинковой специализацией руд и широкими вариациями в содержании как основных металлов, так и сопровождающих золота и серебра. При этом в Западной Шахте, где рудовмещающие толщи и рудные тела деформированы в весьма слабой степени, прослеживается отчетливая связь рудных залежей с вулкано-купольной постройкой, их первичная пласто- и линзообразная морфология, наличие зоны изменений и прожилково-вкрапленных руд в подошве рудных тел, рудная зональность, приводящая к обогащению нижних горизонтов рудных тел медью и обеднению их цинком, серебром и золотом.

На месторождениях Юнайтед-Верде и Юнайтед-Верде Экстеншн, где рудные залежи практически "стоят на голове", первичная форма рудных тел, по-видимому, утрачена и зона прожилковых руд в значительной степени совмещена с массивными залежами. Однако и здесь в стратиграфической подошве рудных тел наблюдается заметное обогащение медью и интенсивная хлоритизация вмещающих пород.

Месторождения Восточной Шахты относятся уже к подсемейству куроко. Они залегают в верхних горизонтах известково-щелочных липаритов и отличаются высокими содержаниями цинка при умеренных содержаниях меди и свинца, присутствием барита, значительным обогащением руд серебром.

Глава 5

АВСТРАЛИЯ

Австралийский континент в общих чертах представляет собой докембрийскую платформу, обрамленную с востока неправильной по форме Восточно-Австралийской орогенической провинцией, ранее именовавшейся Тасманской геосинклинальной зоной. Центральную и западную части платформы занимает Австралийский щит, включающий ряд внутрикратонных бассейнов. Восточная часть платформы, выделяемая под названием зоны Шельфа, является крупной структурной единицей типа синеклизы, в центре которой метаморфический фундамент погружен на глубину более 2 км. Геологическое описание Австралии приводится по данным С. Картера и других [152], Д. Брауна, К. Кэмпбелла и К. Крука [18], Н.А. Богданова [16] и В.Е. Хаина [102].

В пределах всего континента с запада на восток наблюдается постепенная смена древних складчатых систем более молодыми. Наиболее древними образованиями сложена юго-западная часть Австралийского щита (2700–3000 млн. лет). Древние ядра западной части щита разделены трогами, выполненными интенсивно дислоцированными осадочными и вулканогенными породами протерозоя. В центральной части щита прослежены зоны более поздней консолидации (1600 ± 200 млн. лет), разделенные осадочными бассейнами, выполненными отложениями фанерозоя. Вдоль восточной границы Австралийской платформы располагаются геосинклинальные зоны, принадлежащие готской (1400 млн. лет) и раннебайкальской (800 млн. лет) фазам орогенеза. В Восточно-Австралийской области выделяются многочисленные орогенические фазы, наиболее значительными из которых являются Тайенская (средний кембрий), Таббераб-беранская (средний девон) и Хантер-Боуэнская (ранняя пермь). По направлению к Тихоокеанскому побережью наблюдается постепенное омоложение орогенических циклов. Третичная геосинклиналь развивалась еще восточнее — в районе современного континентального склона и Тасманова моря.

Нами рассматриваются только наиболее известные из колчеданных месторождений Австралии, расположенные в восточной части континента. Они приурочены к протерозойскому обрамлению Австралийского щита и к Тасманской геосинклинальной зоне (рис. 39).

Крупнейшее в мире полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл не рассматривалось ранее в ряду колчеданных. Это обусловлено его своеобразным минеральным

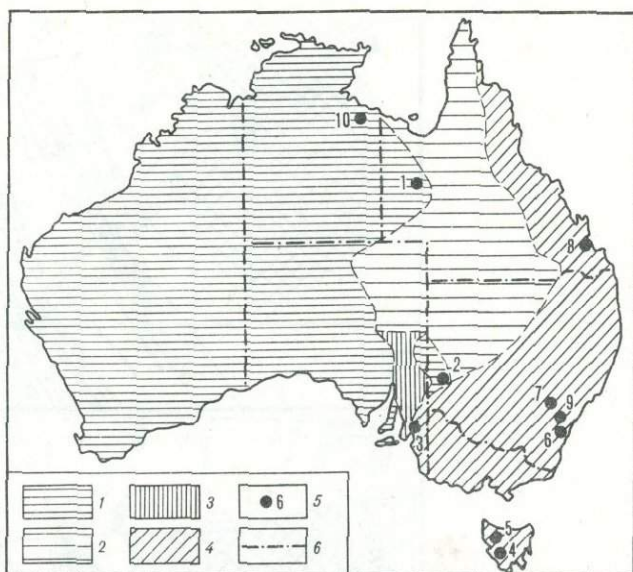


Рис. 39. Схема размещения колчеданных месторождений Австралии

1 — Австралийский щит; 2 — зона шельфа; 3 — геосинклиналь Аделаида; 4 — Тасманская геосинклинальная зона; 5 — месторождения (цифры на схеме): 1 — Маунт-Айза, 2 — Брокен-Хилл, 3 — Нейрн, 4 — Маунт-Лайель, 5 — Рид-Розбери, 6 — Кейптенс-Флетт, 7 — Батерст, 8 — Маунт-Морган, 9 — Вудлаун, 10 — Мак-Артур; 6 — административная граница

парагенезисом, связанным с высокой степенью полиметаморфических изменений, которым подверглись породы и руды месторождения. В последние годы, однако, большинство австралийских и зарубежных исследователей приходят к выводу, что месторождение является стратиформным первично вулканогенно-осадочным, метаморфизованными впоследствии в условиях гранулитовой фации [82, 111].

Месторождение Брокен-Хилл расположено на западе Нового Южного Уэльса, в 500 км к северо-востоку от г. Аделаида. Оно находится в цепи невысоких хребтов, соединяющих южное побережье Австралии с Восточно-Австралийским высокогорьем.

Открытое в конце прошлого века месторождение является уникальным по запасам цветных металлов, общее количество которых после открытия в 1975 г. новых залежей составляет 55 млн. т [111]. За время эксплуатации из месторождения было извлечено около 120 млн. т руды, содержащей в среднем 11,1 Pb, 11,9% Zn и более 200 г/т Ag. Оставшиеся, в том числе и недавно обнаруженные, руды имеют еще более высокие содержания цветных металлов. По данным 1975 г., на месторождении ежегодно добывается 270 тыс. т Zn, 240 тыс. т Pb и около 260 т Ag. Почти непрерывные горные выработки с вертикальным размахом 600 м протягиваются здесь на расстояние около 6 км. При этом перспективы открытия новых рудных залежей далеко еще не исчерпаны.

Месторождение приурочено к восточному обрамлению Австралийского щита и залегает среди пород, относящихся к системе Карпентария, средней части протерозоя Австралии [18]. Абсолютный возраст метаморфизма пород, определенный по уран-свинцовому, калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методам, составляет около 1700 млн. лет. Полагают, что отложение пород не могло происходить раньше, чем 1820 ± 60 млн. лет назад. Протерозойские образования объединяются здесь под названием "комплекса Вильяма" и выходят на поверхность в виде блока треугольной формы протяженностью 112 км.

Комплекс Вильяма состоит из регионально метаморфизованных осадочных вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород кремнекислого и среднего состава с отдельными горизонтами основных лав. Степень метаморфизма пород возрастает в юго-восточном направлении от зеленосланцевой фации на севере блока Вильяма через амфиболитовую до гранулитовой к юго-востоку от Брокен-Хилла. В работе Г.В. Ручкина [78] приводятся данные по содержанию щелочей в кремнекислых породах Брокен-

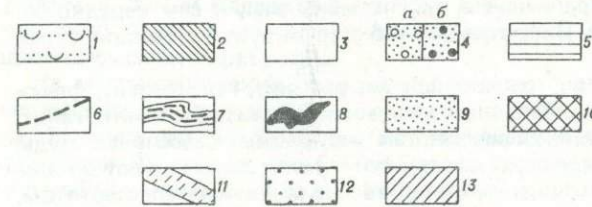
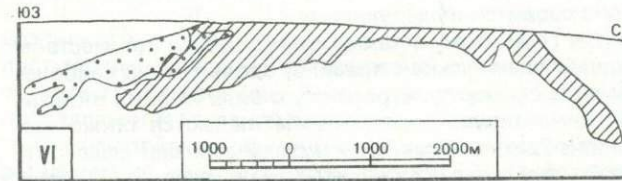
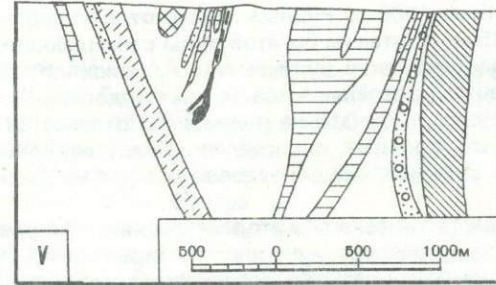
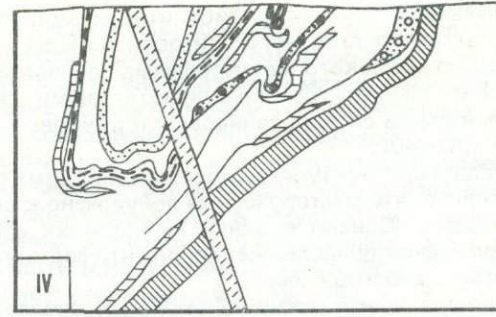
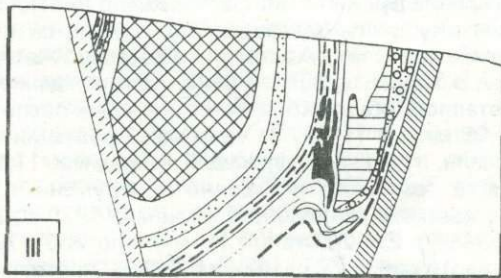
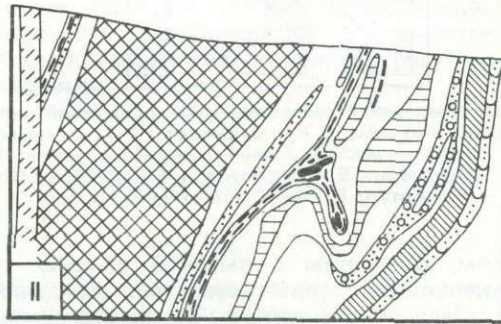
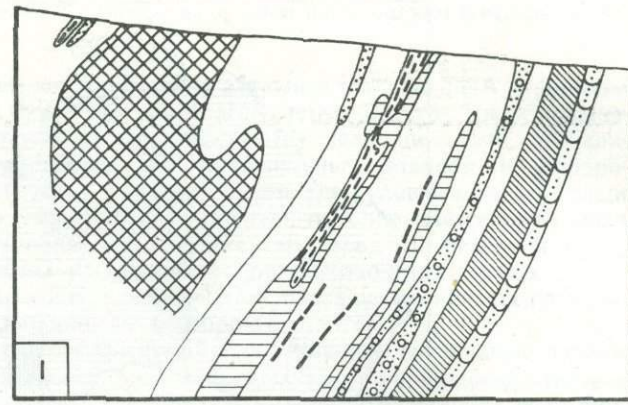


Рис. 40. Поперечные профили (I—V) и продольная проекция рудных тел (VI) месторождения Брокен-Хилл [111]

1 — амфиболиты; 2 — нижние гранито-гнейсы; 3 — силлиманитовые сланцы; 4 — “нижние” амфиболиты; 5 — гнейсы Потози; 6 — горизонты железистых кварцитов; 7 — “жилный” горизонт; 8 — рудные тела; 9 — верхние амфиболиты; 10 — верхние гранито-гнейсы; 11 — зона смятия; 12, 13 — руды разного состава на продольной проекции: 12 — цинковые тела, 13 — свинцовые тела

Хилла (K_2O 2,8–3,6, Na_2O 0,7–2,8%), которые свидетельствуют о зрелости континентальной коры в момент выплавления рудовмещающих вулканитов.

Блок Вильяма, в пределах которого обнажаются породы одноименного комплекса, ограничен длительно развивавшимися тектоническими нарушениями. Существует мнение, что накопление толщи и содержащихся в ней рудных масс происходило в бассейне рифтогенного типа, возникшем в тыловой части окраинного моря [63]. Сланцы, гнейсы, кварциты и амфиболиты комплекса Вильяма интродированы штоками ультрабазитов, силлами и дайками долеритов, крупными массивами гранитоидов.

Самая поздняя фаза гранитоидов датируется возрастом 1560 млн. лет [111]. Породы комплекса Вильяма несогласно перекрыты слабо метаморфизованными позднепротерозойскими песчаниками, известняками, сланцами и конгломератами, входящими в состав платформенного чехла.

Пликвативная тектоника района характеризуется контрастом между сравнительно простым строением крупных структур и сложностью мелких. Породы смяты в широкие складки север–северо-восточного простирания, крылья и шарниры которых осложнены многочисленными и многообразными мелкими складками, сформированными по крайней мере в три этапа тектонических деформаций [119]. В северо-восточной части месторождения наблюдаются зоны смятия мощностью до 100 м, в пределах которых породы превращены в тонко рассланцованные серицитовые сланцы. Установлено, что амплитуда перемещения по ним местами достигает 700 м [111].

Промышленное оруденение установлено на площади около 9 км². В пределах этой площади породы комплекса Вильяма представлены толщей силлиманит-гранат-биоти-

товых гнейсов и кварцитов с отдельными слоями амфиболитов, кварц-полевошпат-биотитовых гранито-гнейсов и магнетит-кварц-гранат-апатитовой породы мощностью 1000 м, представляющей собой продукт глубокого метаморфизма "слоистой железной формации". Продуктивный горизонт сложен гранат-силлиманитовыми гнейсами и кварцитами, перемежающимися с линзами и слоями свинцовых и цинковых руд. Мощность его варьирует от 100 до 300 м (рис. 40).

Несмотря на длительную эксплуатацию, структура месторождения до сих пор остается невыясненной. Долгое время считалось, что месторождение приурочено к восточному крылу крупной синклиальной складки. Однако в одной из недавних работ [246] утверждается, что структура месторождения представляет собой антиформную складку (антиклиналь с неизвестной последовательностью слоев).

Всего на месторождении выделяется шесть тесно сближенных субпараллельных пластовых рудных тел, образующих "основную рудную залежь", вытянутую в длину на 7,3 км и прослеженную до глубины 850 м при максимальной мощности в южной части месторождения около 300 м. На северо-востоке месторождения недавно обнаружено продолжение рудной залежи на глубине 1300 м. Рудные пласты отделены друг от друга безрудной породой мощностью до 25 м. Контакты богатой руды с вмещающими породами очень четкие, в то же время выклинивание рудных слоев происходит постепенно, так что слабая рудная минерализация прослеживается на их продолжении далеко за пределами месторождения в тех же слоях. Каждое из рудных тел отличается от других по содержанию основных рудных компонентов, а также по составу нерудных минералов. Руды обладают массивными, брекчиевыми, гнездовыми и пегматоидными текстурами.

Главные рудные минералы — сфалерит и галенит, второстепенные — пирротин, халькопирит, арсенопирит, лёллингит, тетраэдрит, дискразит, пираргирит, гудмундит, кубанит. Кроме них, встречается еще более четырех десятков минералов, распространенных локально либо видимых только под микроскопом. Детальное описание минералов, слагающих рудные тела месторождения, даны в работе А.А. Амирасланова и Н.С. Ивановой [2]. В общих чертах оно сводится к следующему.

Сфалерит (марматит) ассоциирует с галенитом, а также с небольшим количеством халькопирита и пирротина, которые наблюдаются, как правило, вдоль границ наиболее крупных зерен сфалерита. В бедной руде сфалерит встречается в виде мелких включений в зернах кварца и граната либо цементирует последние. Наблюдаются также прорастания сфалерита гранатом. Галенит образует выделения между зернами сфалерита и чаще, чем последний кристаллизуется в виде крупнозернистых сегрегаций. Часто присутствует в виде прожилков и вкраплений в другие минералы, и сам нередко содержит включения жильных минералов. Пирротин обычно ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом и кубанитом.

Главные жильные минералы — кварц, кальцит, гранат, родонит, геденбергит, флюорит, волластонит, полевой шпат, второстепенные — ильваит, апатит, бустамит, ганит, дамурит и др. Выделяются два типа оруденения: так называемые массивные руды типа Брокен-Хилл, в которых преобладающие сфалерит и галенит ассоциируют с кальцитом, флюоритом, родонитом, пироксеном, кварцем, полевым шпатом, спессартитом, и жильные руды типа Такаринга, где рудные минералы отмечаются в ассоциации с сидеритом и кварцем. Руды Такаринга почти не содержат цинка и очень богаты серебром. Рудные и нерудные минералы наблюдаются в тесном сростании. Включения рудных отмечаются почти во всех силикатах и в то же время сами сульфиды нередко прорастают гранатом.

Железная шляпа мощностью до 450 м представлена окислами свинца, цинка, марганца, меди и хлористым серебром. Ниже ее находится слабо развитая маломощная зона вторичного сульфидного обогащения, сложенная преимущественно халькозином с высоким содержанием серебра.

Как было установлено А. Плаймером [295], в пределах полосы мощностью 500 м, примыкающей к рудным телам, рудовмещающие породы претерпели гидротермальные предрудные и синрудные изменения, выразившиеся в уменьшении содержаний Na_2O , CaO , Sr , MnO и обогащении SiO_2 , K_2O , Pb , S , MnO , Fe и TiO_2 . Наиболее интенсивные изменения наблюдаются внутри зон рудной минерализации и под ними. Предполагается, что процессы последующего регионального метаморфизма были изохимическими.

В настоящее время накоплены многочисленные данные, свидетельствующие о синге-

нетичности оруденения месторождения Брокен-Хилл: строгая приуроченность рудных залежей к определенным ассоциациям пород, являющихся маркирующим горизонтом для всего разреза; согласные, совпадающие с литологической слоистостью, контакты рудных тел; отсутствие контактов между рудными залежами и особый состав каждой из них; резкие контакты между рудной и вмещающими гнейсами; полосчатое строение рудных тел, совпадающее с литологической слоистостью [111]; параллельные изменения мощности рудных тел и рудовмещающих слоев, свидетельствующие об их одновременном участии в складчатости; тесное взаимное прорастание рудных и нерудных метаморфогенных минералов в результате их совместного метаморфизма [29]; структуры плавления антимонита, указывающие на то, что этот минерал был подвергнут температурному воздействию не менее 600°C ; пегматоидные структуры руд, свидетельствующие о вторичном расплаве [75].

Изотопный состав серы сульфидов месторождения Брокен-Хилл характеризуется незначительными колебаниями в области положительных значений.

РУДНОЕ ПОЛЕ МАУНТ-АЙЗА

Рудное поле Маунт-Айза расположено на северо-западе штата Квинсленд, к югу от зал. Карпентария. Главное месторождение было открыто в 1923 г. Впоследствии в его окрестностях было обнаружено более 10 довольно крупных месторождений полиметаллов, два из которых — Маунт-Морган и Лоун-Хилл — приближаются по запасам к Маунт-Айзе. Это поставило рудную провинцию Северной Австралии в один ряд с главными рудными поясами земного шара.

Провинция Клонкарри — Маунт-Айза расположена вблизи северо-восточной окраины Австралийского щита. Отложения протерозоя представлены здесь эвгеосинклинальной последовательностью пород, смятых в интенсивные складки меридионального простирания и прорванных многочисленными интрузиями гранитоидов. Они слагают участок север—северо-восточного простирания длиной приблизительно 640 км при максимальной ширине около 240 км, выступающий среди платформенных образований от протерозойского до мезо-кайнозойского возраста [102]. Узкий тектонический шов разделяет геосинклиналь на восточную и западную части, черты развития которых, начиная с нижнего протерозоя, были существенно различными. Месторождение Маунт-Айза принадлежит к западной части геосинклинали.

Протерозойские образования Австралии на основании данных абсолютного возраста расчленяются на три системы: Наллагайн (1800—2300 млн. лет), Карпентария (1400—1800 млн. лет) и Аделаида (—от 1400 млн. лет до фаунистически охарактеризованного кембрия). Рудный пояс Маунт-Айза приурочен к породам системы Карпентария, имеющим здесь следующий разрез.

На метаморфических породах наллагайнского возраста несогласно залегают толща метаморфизованных калиевых риолитов и дацитов с прослоями терригенного материала. Верхняя часть этой толщи мощностью около 3000 м выделяется под названием формации Арджилла. Кислые эффузивы перекрыты толщей кварцитов и песчаников Маунт-Гайд мощностью около 2400 м, источником сноса которых первоначально были метаморфические толщи, обнажающиеся на западе. К концу времени накопления кварцитов произошла тектоническая перестройка бассейна осадконакопления, воздымание срединного хребта и разделение бассейна на восточный и западный трогои.

В западном трогое была сформирована мощная серия вулканитов Истерн-Крик, представленная миндалекаменными и пузырьчатыми спилитами с прослоями терригенных и пирокластических пород [303]. Мощность осадочных прослоев и количество кремнезема в них заметно возрастает вверх по разрезу. Общая мощность формации Истерн-Крик достигает 6000 м. Вулканиды Истерн-Крик несогласно перекрываются главной рудовмещающей формацией — сланцами Маунт-Айза, отложившимися, по видимому, в глубоком трогое или краевом прогибе. Это глинистые, кремнистые, доломитовые и углистые сланцы и алевролиты, часть из которых представляет собой перекристаллизованные мелкообломочные туфы. Вблизи месторождения Маунт-Айза в сланцах залегают "зеленокаменные породы", природа и стратиграфическое положение которых неясны. Общая мощность сланцев Маунт-Айза более 5000 м.

В районе месторождения отложения более высоких стратиграфических уровней не-

известны. К востоку и северо-востоку от него сохранились осадки формации Лон-Хилл — богатые кварцем песчаники с риолитами в нижней части разреза и алевролитами и аргиллитами — в его верхах. Отложение осадков формации Лон-Хилл прекратилось в связи с главной фазой орогенеза, проявившейся и в западном и восточном трогах. Последующее осадкообразование было ограничено местным накоплением кварцевых песчаников и конгломератов, относимых по возрасту к системе Аделаида или к кембрию.

Метаморфизм описанных отложений обычно не превышает зеленосланцевую фацию, лишь терригенные прослои формации Арджилла и подстилающие ее вулканиты изменены в условиях амфиболитовой фации.

Породы прорваны интрузиями гранитов, часть из которых является комагматами формации Арджилла (около 1800 млн. лет), другие, в частности гранитные пегматиты Майк-Крик, залегающие в нескольких километрах от Маунт-Айза, имеют более молодой возраст — около 1000 млн. лет. С формацией Истерн-Крик связаны интрузии долеритов и габбро, кроме того, две широтные дайки долеритов прорывают сланцы Маунт-Айза, т.е. являются более поздними.

Тектонические деформации привели к образованию интенсивной (до изоклинальной) складчатости, как правило, меридионального простирания. Характерно сочетание широких, погружающихся к северу антиклиналей и разделяющих их узких синклинальных складок с углами падения на крыльях 40—65°. Местами наблюдаются опрокинутые складки. Дизъюнктивные нарушения представлены многочисленными диагональными и сопряженными с ними продольными сбросами. Значительно реже отмечаются сбросы широтного направления, однако амплитуда вертикальных смещений по ним может достигать 1000 м.

Месторождение Маунт-Айза — крупнейшее медное и одно из самых крупных полиметаллических месторождений Австралии — начало разрабатываться в 1930 г. Его запасы (суммарно с месторождением Хилтон) составляют более 15 млн. т Pb и Zn (при среднем содержании этих металлов в руде около 7%) и 4 млн. т Cu (среднее содержание в руде 3%). Содержание Ag в руде составляет 160—180, а местами достигает 200 г/т. Помимо этого, руды обогащены Cd, As, Co и Se.

Минерализованная зона месторождения Маунт-Айза протягивается на расстояние около 8 км при средней мощности 900 м. Рудовмещающие породы носят название формации Уркварт и залегают в верхней четверти группы Маунт-Айза, возраст которой по разным данным составляет от 1800 до 1500—1440 млн. лет [95].

Сланцы Уркварт представлены брекчированными кремнисто-доломитовыми породами, пирит-туффитовыми, углистыми доломитовыми сланцами и кремнистыми осадками. Среди них выделяются маркирующие пласты стекловатых туфов, обогащенные либо микроклином, либо альбитом. Подобные различия в составе полевого шпата, а также появление флогопита в одном из маркирующих горизонтов местные геологи объясняют диагенетическими изменениями. Эти маркирующие горизонты имеют мощность от нескольких сантиметров до 1,5 м, выдерживающуюся с исключительным постоянством на всей площади их развития (700 × 500 м). Главные рудные тела размещаются в верхней половине сланцев Уркварт.

Одной из наиболее характерных черт месторождения Маунт-Айза является раздельное залегание свинцово-цинковых и медных руд и строгая приуроченность последних к кремнисто-доломитовым телам (рис. 41). Предполагается, что кремнистый доломит первоначально был массивной, богатой карбонатом породой и отлагался в более мелководной по сравнению со сланцами обстановке. Привнос карбонатов связывается с синезелеными водорослями. Следы туфовых прослоев обнаруживаются иногда и в окремнелых доломитах.

Месторождение залегает в восточном крыле погружающейся на север синклинальной складки¹. Породы падают к западу под углом около 60° и осложнены небольшой внутренней складчатостью. Важным структурным элементом месторождения является продольный разлом, проходящий в 600 м к западу от месторождения по контакту пород Маунт-Айза и вулканитов Истерн-Крик. Предполагают, что его формирование происходило одновременно с накоплением рудовмещающих пород, что обусловило

¹ В статье Томсона и Шмакина [95] указывается, что руды приурочены к западному крылу антиклинали.

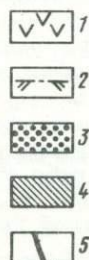
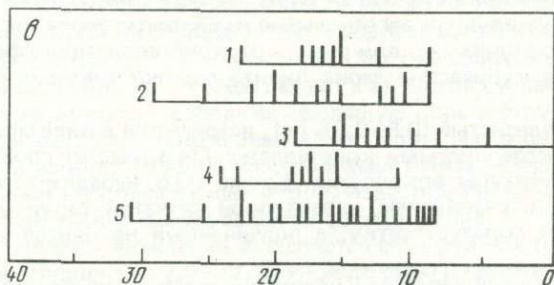
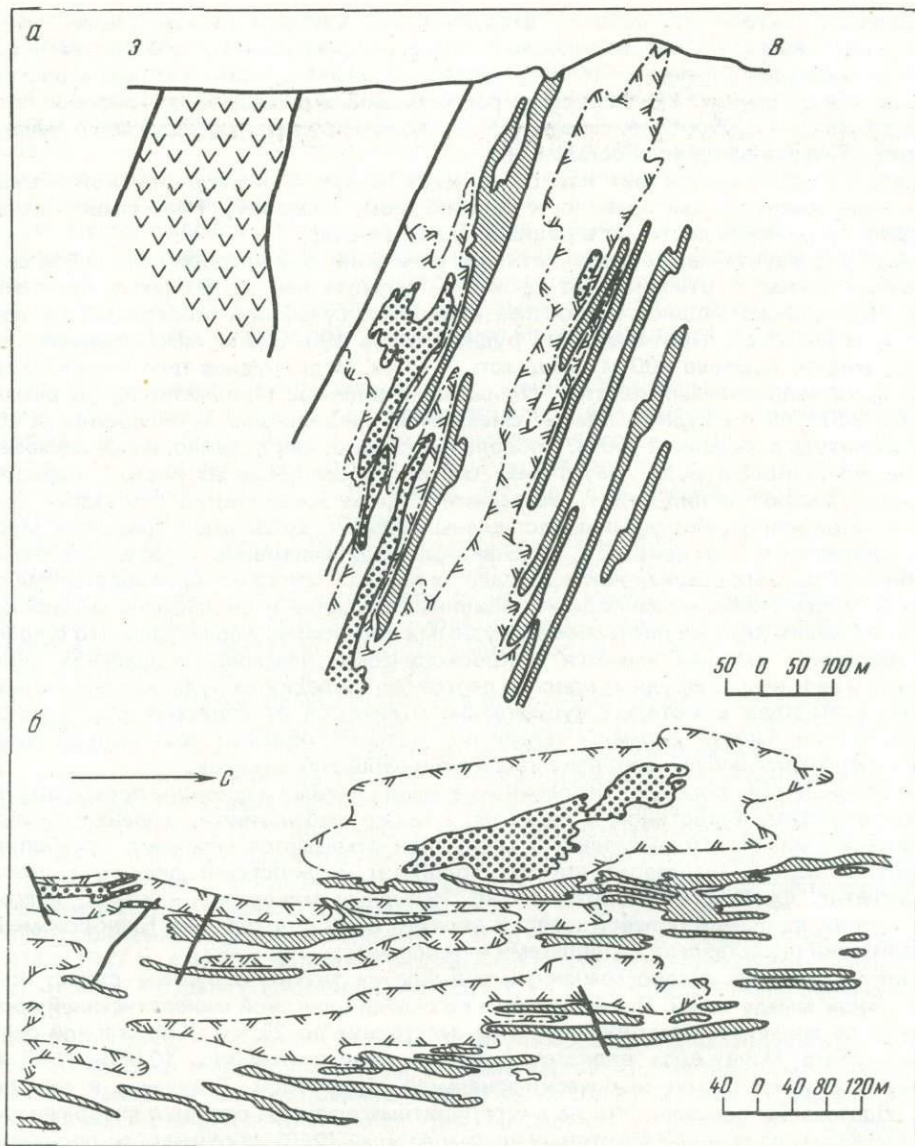


Рис. 41. Схематический геологический разрез (а), план горизонта 9 м (б) и изотопные отношения серы сульфидов месторождения Маунт-Айза (в) [336, 212]

1 — основные вулканиты; 2 — граница окварцованных доломитов; 3 — меднорудные тела; 4 — полиметаллические тела; 5 — линии разломов. Цифры на диаграмме: 1 — халькопирит; 2 — пирротин; 3 — галенит; 4 — сфалерит; 5 — пирит

специфический режим возникшего ограниченного бассейна седиментации (обилие органического вещества, сероводородное заражение в глубинных его частях и т.д.).

На месторождении известно 14 рудоносных горизонтов, которые подразделяются на четыре обособленных, кулисообразно расположенных рудных тела: Райскорс, Блэк-Рок, Рио-Гранде и Блэк-Стар. Последнее, наиболее крупное, располагается западнее и стратиграфически выше остальных.

Каждое рудное тело состоит как бы из двух частей: полиметаллической и медно-рудной, приуроченной, как правило, к доломитовому горизонту. Наибольших масштабов медное оруденение достигает в рудном теле Блэк-Стар.

Рудные тела Маунт-Айза не имеют четких ограничений, они представляют собой серию сближенных слоев с относительно высоким содержанием полезных компонентов. Внутри таких слоев мощность прослоев сплошных сульфидов колеблется от долей миллиметра до 30 см. Протяженность рудных слоев 100—500 м, максимальная разведанная длина по падению 800 м, мощность 2—30 м. Меднорудное тело Блэк-Стар состоит из двух неправильных пластов, сближенных в центре. Приблизительные размеры его 700 × 330 × 40 м. Рудные пласты смещаются продольными и поперечными сбросами. Амплитуда смещений 2—50 м. Продольные сбросы, как правило, минерализованы.

Свинцово-цинковые руды Маунт-Айза состоят в основном из пирита, марказита, сфалерита, галенита и пирротина; встречаются также арсенопирит, тетраэдрит, фрейбергит и халькопирит. Нерудные представлены кварцем, доломитом, графитом, мусковитом, хлоритом и плагиоклазом. Сульфидные слои неизменно следуют очертаниям первичных осадочных структур включающей их породы. Многими исследователями описываются многочисленные синседиментационные разрывы и оползневые микроскладки, в мельчайших деталях повторяемые рудными прослоями. Характерно, что в практически безрудных сланцах имеются микроскопические пластовые выделения пирита, сфалерита и галенита. Безрудные прослои пересекаются редкими рудными прожилками, строение сульфидов в которых существенно отличается от слоистых руд. Наиболее часто прожилки бывают сложены галенитом, который обладает повышенной способностью к переотложению и часто накапливается в вершинах складок.

Меднорудные тела образуют неправильные массы и жилы и сложены преимущественно халькопиритом, пирротинном и пиритом, а также кобальтином, хлоантитом и другими арсенидами. Из второстепенных минералов отмечаются сфалерит, арсенопирит, марказит, валлерит, тетраэдрит, прустит, полибазит, халькостибит, дискразит, джемсонит, магнетит, фрейбергит, золото, рутил. Нерудные минералы — кварц, доломит, тальк, хлорит, калиевый полевой шпат. Висячем боку рудного тела Блэк-Рок медная минерализация представлена карбонатами и окислами.

Пирит — наиболее распространенный сульфид не только в рудных слоях, но и в промежутках между ними. Пиритные слои со слабой цинковой минерализацией прослеживаются за пределами месторождения на расстояние до 25 км. Характерной особенностью пирита Маунт-Айза является широкое развитие мелких (0,025—0,005 мм) сферических зерен с концентрически-зональной структурой. Травление и окисление таких образований показало, что на месте пиритных шариков остаются прозрачные глобулы, имеющие, по мнению некоторых исследователей [256], органическое происхождение. В жильном пирите подобные образования не обнаружены. Наряду с округлыми образованиями в слоистых рудах присутствуют и эвгедральные кубические зерна пирита тех же размеров, образовавшиеся, по-видимому, при ранней раскристаллизации сферических образований. Более крупные кубические зерна пирита слагают секущие прожилки.

Сфалерит, большей частью маложелезистый (0,5—0,8% Fe), встречается в виде сферических агрегатов, образованных тонкозернистыми кристаллами. Он замещает глобулы пирита либо образует кольцевые структуры вокруг них. Кроме того, нередки тесные сростания сфалерита и галенита с образованием характерной сетчатой структуры, при которой преобладающий минерал образует сетку, а подчиненный находится в ее ячейках.

Галенит присутствует в виде рассеянных зерен или удлинённых агрегатов очень мелких эвгедральных или ангедральных кристаллов, а также как плотные кристаллические сростания, образующие слои, свободные от других сульфидов.

Халькопирит образует кокардовые структуры вокруг выделений пирита. В свинцово-цинковых рудах он встречается в незначительном количестве в тонкозернистом пирите.

В каждом рудном пласте свинцово-цинковых руд наблюдается уменьшение количества цинка с глубиной и от северного и южного концов к центру. В целом по месторождению отмечается относительная близость свинцового и серебряного оруденения к области медного оруденения и удаление цинка к флангам месторождения.

Руды Маунт-Айза, по данным С. Картера [152], окислены до глубины 50–60 м, а местами — до 200 м. Зона вторичного сульфидного обогащения простирается на 25 м ниже зоны полного окисления. В переходной зоне, занимающей промежуточное положение, отложились окисленные руды свинца и цинка.

Для месторождения характерно отсутствие каких бы то ни было окolorудных изменений. Минеральный состав и структура осадков, тонко переслаивающихся с сульфидами, не отличаются от состава и структуры пород за пределами рудных тел. В частности, при нанесении на треугольную диаграмму $\text{SiO}_2\text{—CO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$ химических составов междурудных прослоев и безрудных пород Маунт-Айза получилось почти полное совпадение.

Отсутствие следов гидротермальных изменений в рудовмещающих породах явилось одним из отправных пунктов для пересмотра гипотезы гидротермального образования сульфидных руд Маунт-Айза в связи с внедрением постскладчатых гранитоидов. Впоследствии было установлено, что изотопный состав свинца из галенита этого месторождения соответствует возрасту 1600 млн. лет, т.е. практически совпадает с возрастом окружающих осадочных образований.

Изотопный состав серы различных сульфидов Маунт-Айза показал широкий разброс в области положительных значений $\delta^{34}\text{S}$ от 3 до 30‰ (см. рис. 41). Приблизительно такой же изотопный состав имеет сера сульфидов месторождений Мегген и Раммельсберг, для которых предполагается широкое участие осадочных сульфатов в процессе рудообразования. Характерно, что изотопный состав серы Маунт-Айза оказался близким к метеоритному стандарту $\delta^{34}\text{S} = 0,2\text{‰}$.

Гидротермально-осадочный генезис руд Маунт-Айза, сформировавшихся в условиях восстановительной среды при невысоких температурах, кроме того, подтверждается исследованиями органического вещества, встречающегося повсеместно с рудными минералами в количестве около 1% [320], а также измерением температуры образования руды (порядка 60°), выполненными по жидким включениям в галенитах [96].

Т. Финлоу-Бейтс [177] доказывает, используя математическую модель, что поступление металлоносных осадков в участки отложения полиметаллических руд имело строго упорядоченный и циклический характер, а источник рудоносных растворов находился вблизи участков медного оруденения.

Месторождение Хилтон расположено в 18 км северу от Маунт-Айза. Разведка его начата в 1947 г., в 1970 г. заложена разведочная шахта до глубины 630 м. Запасы составляют 37 млн. т руды с содержанием Ag 180 г/т, Pb 7,7, Zn 9,6%. Начало добычи намечено на 1980 г. [5].

Месторождение приурочено к единой с Маунт-Айза синклинальной складке меридионального простирания, ядро которой сложено терригенными породами группы Маунт-Айза, налегающими на существенно вулканогенную толщу. Из интрузивных образований в районе месторождения отмечаются граниты Сибелла (1650 млн. лет) и долеритовые дайки.

Рудовмещающей является та же пачка Уркварт, из разреза которой полностью выпадают кремнисто-доломитовые породы, а мощность сокращается до 250 м. Так же как и Маунт-Айза, месторождение Хилтон приурочено к восточному крылу синклинали. Вмещающие его породы падают к западу под углами 50–80° и осложнены складчатостью более высоких порядков. Большую роль в структуре месторождения играют продольные разломы, протягивающиеся вдоль всего рудного поля и за его пределами. Главный из них, носящий название Маунт-Айза, имеет длительное развитие и амплитуду смещения несколько километров. Известны также многочисленные секущие разломы преимущественно северо-западного простирания.

На месторождении выделяется семь рудных тел, представленных согласными залежами мощностью 2,5–12, длиной до 5000 и протяженностью по падению 1000 м. Рудные тела представляют собой обогащенные сульфидами сланцы, переходящие в сплошные слои сульфидов. Как и на месторождении Маунт-Айза, слои, обогащенные сфалеритом и галенитом, чередуются с существенно пиритовыми. На месторождении нет обособленной медной минерализации, но свинцово-цинковые руды содержат до 0,5 Cu. Главны-

ми рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, встречаются тетраэдрит и арсенопирит, характерно наличие большого количества минералов серебра: пираргирита, прустита, полибазита, штернбергита, самородного серебра. При этом большая часть серебра встречается в виде твердого раствора в галените. Формы выделения основных рудных минералов в общих чертах аналогичны описанным на Маунт-Айза, за исключением халькопирита, который встречается здесь в основном в секущих прожилках и в качестве заполнителя трещин, что указывает на его принадлежность к наиболее позднему минеральному парагенезису.

Халькопирит и пирротин, широко распространенные в верхней части рудной зоны, постепенно исчезают к низу ее. Свинец и цинк обнаруживают ту же тенденцию, что и на Маунт-Айза: свинец тяготеет в основном к центральной части месторождения, а цинк образует более широкий ореол. Железная шляпа мощностью до 50 м сложена в основном кремнистым лимонитом с примесью церуссита и реже — смитсонита.

Месторождение Мак-Артур располагается в 600 км к северо-западу от Маунт-Айза, вблизи юго-западного побережья зал. Карпентария, в штате Северная Территория. Оно составляет 190 млн. т руды с содержанием 9,5 Zn, 4,1% Pb и более 40 г/т Ag. Помимо гиганта Мак-Артур Ривер, или Н.У.С. (первые буквы слов Here's Your Chance — "Здесь ваше счастье"), сюда входят еще несколько мелких стратиформных месторождений, отстоящих друг от друга на 3—7 км. Месторождение обнаружено в 60-х гг. и в настоящее время подготовлено к эксплуатации.

Впадина Мак-Артур, вытянутая в северо-западном — юго-восточном направлении, как и провинция Клонкарри—Маунт-Айза, представляет собой часть северо-восточного обрамления Австралийского щита. В течение Карпентария на всей ее площади отлагалась геосинклинальная последовательность пород, отличающаяся от разновозрастных образований района Маунт-Айза лишь меньшим объемом и мощностью вулканогенных серии. По данным В.Е. Хаина [102], разрез состоит из нижней серии обломочных, частично красноцветных пород с покровами базальтов и подчиненными карбонатами и пелитами, средней серии карбонатных пород и верхней серии кварцевых аренитов и слюдистых пелитов. Эти три серии, особенно средняя и верхняя, разделены несогласиями, причем верхняя серия отложилась уже после основных деформаций в зоне Маунт-Айза. В северо-западной части района после накопления верхней серии произошло внедрение силлов долеритов.

Месторождение Мак-Артур приурочено к одноименной группе, соответствующей средней карбонатной серии. Мощность группы Мак-Артур достигает 5,5 км, она сложена доломитовыми толщами, большая часть которых носит признаки мелководной среды отложения либо содержит эвапориты. Бассейн накопления этих мелководных образований был осложнен рядом глубоких депрессий, в пределах которых накапливались доломитовые битуминозные сланцы с обильным сингенетичным пиритом и вулканокластическим материалом [45].

Месторождение располагается в пределах одной из таких депрессий—троге Баттерн. В структурном отношении оно представляет собой слабо прогнутую депрессию, ограниченную с востока вертикальным сбросом — Западным разломом (рис. 42). В 1,5 км восточнее проходит разлом Эму, являющийся главным линеamentом Северной Австралии. Зона разлома Эму, который рассматривается как основной питающий канал для рудоносных флюидов, согласно данным Х. Вильямса [387], представлена узким горстом, в ядре которого обнажаются песчаники нижней серии, подстилающей группу Мак-Артур.

Минерализация размещается в средней части группы Мак-Артур — пиритово-сланцевой формации Барней-Крик, представляющей собой чередование доломитов, доломитовых брекчий и битуминозных туфогенных сланцев. Главная масса руды приурочена к подошве сланцев Н.У.С., состоящих из карбонатных, калийсодержащих пиритизированных сланцев, доломитовых и витрокластических брекчий. Ареальное распространение толщ увеличивается вверх по разрезу. Основными компонентами сланцев, по данным Дж. Охлера и Р. Логана [297], являются кварц, ортоклаз, железистый доломит, хлорит, иллит, каолин, вермикулит. Пирит встречается повсеместно, но количество его колеблется от следов до прослоев чистого массивного колчедана.

В пиритовом сланце Н.У.С., как и на месторождениях Маунт-Айза и Хилтон, отмечается до 30 хорошо прослеживающихся горизонтов стекловатого туфа мощностью до 1 см до 5 м. Согласно Г.В. Ручкину [78], туфы содержат до 9,7% K₂O. Мелкозернистая

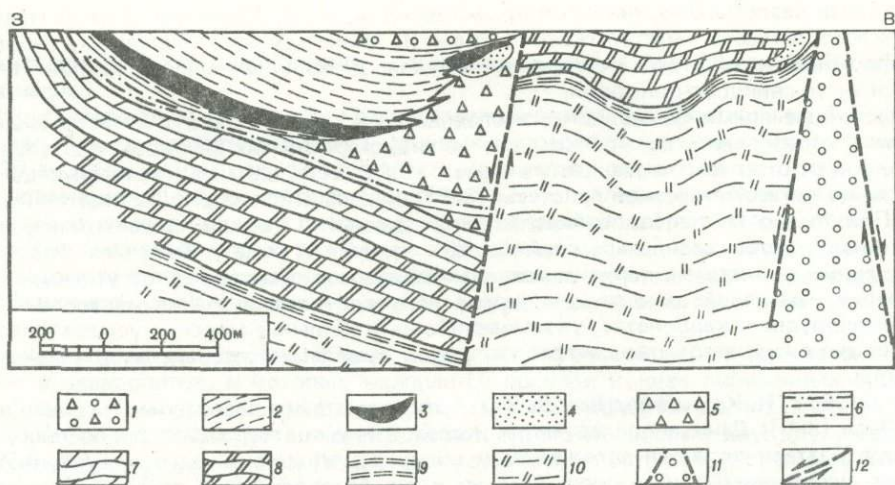


Рис. 42. Схематический разрез месторождения Мак-Артур [287]

1 — верхние брекчи; 2 — пиритовые сланцы Н.У.С.; 3 — стратиформные руды; 4 — прожилковые руды; 5 — доломиты Кули; 6 — сланцы Вестерн фолд; 7 — доломиты Тина; 8 — доломиты Эмерруга; 9 — сланцы Миртл; 10 — формация Туганини; 11 — зона разлома Эму; 12 — западный разлом

структура туфов и частые латеральные переходы их в мягкий глинистый материал, состоящий из кварца, олигоклаза и мусковита, свидетельствуют о достаточной удаленности центров извержения.

В отличие от Маунт-Айза, рудовмещающие породы почти не деформированы и испытали лишь метаморфизм самых низших ступеней.

Сульфидное оруденение представлено согласными со сланцами прослойками и слоями тонкозернистого рудного материала, образующими линзообразные рудные тела мощностью до 55 м. В целях корреляции толща делится на восемь рудных тел, пронумерованных снизу вверх. Руды имеют слоистые текстуры со следами конседиментационных деформаций и состоят из пирита, сфалерита, галенита с небольшим количеством халькопирита, арсенопирита, марказита, халькозина и ковеллина.

Дж. Охлер и Р. Логан [287] дают следующее описание рудных минералов. Самым распространенным сульфидом является пирит, образующий эвгедральные и округлые зерна размером около 5 мм. В центре таких зерен иногда наблюдается несulfидное ядро (частица пыли?). Эти первичные кристаллы часто окружены пиритом II генерации, образующим округлые зерна до 20 в диаметре. Встречаются локальные концентрации сфероидальных и сплюснутых фрамбоидов пирита диаметром до 200 мм. Сфалерит чаще всего образует мономинеральные тонкокристаллические слои мощностью до нескольких миллиметров, он имеет окраску от бледно-желтой до темно-красной, иногда непрозрачен из-за присутствия микровключений халькопирита. Галенит образует мелкозернистые мономинеральные слои и пучки жил в сланце, а также неправильные зерна в слоях сфалерита.

В минерализованной толще присутствуют несколько слоев фрагментированного и сферолитового черного кремнистого сланца с богатым комплексом мелководных водорослей. Сланец считается продуктом выпадения коллоидального кремнезема. Кремнистые обломки и сферолиты часто окружены тонкозернистой оторочкой из сфалерита или галенита. Помимо этого, относительно крупнозернистые скопления сульфидов, не имеющие экономического значения, встречаются в нодулярных доломитах, межрудных турбидитах и секущих трещинах.

Самые богатые руды (до 30% Zn + Pb) находятся в стратиграфическом основании в центре месторождения. Вверх по разрезу и к югу в тех же горизонтах содержание полезных компонентов снижается до 1—2%. Окolorудные изменения отсутствуют.

К востоку от главного стратиформного месторождения Н.У.С. находятся жильное месторождение Кули II и наполовину жильное, наполовину стратиформное месторождение Ридж II (см. рис. 43). Интересно отметить, что месторождение Кули II, располагаю-

щееся вблизи разлома Эму, является существенно медным. Заметную примесь меди содержит и жильная часть месторождения Ридж II, прилегающая к Западному разлому. Стратиформная часть этого месторождения, как и основная минерализация Н.У.С., является чисто свинцово-цинковой.

В настоящее время большинство исследователей считает, что руды месторождения Мак-Артур образовались на морском дне из гидротермальных флюидов, поступавших одновременно с отложением сланцевого члена Н.У.С. Есть, однако, и приверженцы гидротермально-метасоматической гипотезы [387], опирающейся на данные изотопных анализов. При этом остаются без объяснений такие факты: а) тонкая полосчатость и мономинеральный состав отдельных слоев; б) наличие в руде в брекчиях оползаний незамещенных пористых и пиритизированных обломков сланцев; в) отсутствие гидротермальных изменений вмещающих пород; г) устойчивые значения изотопов ^{13}C и ^{18}O в окислительных карбонатах, указывающие на стабильные морские условия и отсутствие обмена с гидротермальными рассолами; д) проблема пространства для огромных масс руды.

Еще в 1968 г. Н. Кроксфорд назвал Мак-Артур неметаморфизованным эквивалентом Маунт-Айза [300]. Данные последующих исследований подтверждают такую точку зрения. Трог Баттерн является естественным северным продолжением трога Маунт-Айза, занимает аналогичное с ним положение на краю Австралийской платформы и имеет весьма сходный формационный состав. Изотопный состав свинца пород и руд Маунт-Айза и Мак-Артура свидетельствует о близко-одновременном их накоплении. Более интенсивная складчатость и метаморфизм пород и руд Маунт-Айза могут являться следствием сочленения трога с перикратонным прогибом [78].

Чрезвычайный интерес представляет наличие на месторождении Мак-Артур наряду со стратиформными свинцово-цинковыми рудами существенно медных прожилковых руд. Раздельное залегание этих руд и близость медного оруденения к зонам питающих разломов свидетельствуют о раннем выпадении меди из гидротермальных флюидов и проливает свет на уникальное сочетание медных и полиметаллических руд на месторождении Маунт-Айза.

Из других месторождений в рудном поле Мак-Артур описаны Вестерн-Фолд и Викенс-Хилл, расположенные в 6 км западнее Н.У.С. Минерализация на этих стратиформных месторождениях располагается на уровне самых нижних рудных горизонтов Н.У.С. На месторождении Вестерн-Фолд отмечается отсутствие в разрезе доломитовых сланцев и брекчий в наличие доломитизированных кварцевых песчаников [45].

Серноколчеданное месторождение Нэйрн расположено в Южной Австралии в 30 км к юго-востоку от г. Аделаида. Невысокая, меридионально вытянутая горная цепь, в пределах которой находится месторождение, носит название хр. Лофти. Месторождение разрабатывается открытым способом на площади $5 \times 1,6 \text{ км}^2$ с целью извлечения серы. Глубина выработок достигает 130 м. Отдельные рудные пласты разведаны до глубины около 1,5 км.

Геологическое строение района обусловлено его принадлежностью к позднебайкальской интракратонной складчатой зоне Аделаида. Нижний кембрий на большей части территории залегает согласно на мелководных со слабым развитием вулканитов докембрийских образованиях и представлен болитовыми и пизолитовыми известняками с ископаемыми водорослями и обильной фауной археоцеат. Лишь к юго-востоку от Аделаиды накапливались глубоководные граувакки группы Канманту, включающие пиритовые слои Нэйрн. В период Тайенанской орогении, протекавшей на границе среднего и верхнего кембрия, отложения были смяты в сложную систему складок, претерпевшую после этого лишь незначительные изменения.

Группа Канманту представляет собой мощную толщу граувакк, алевролитов и кварцитов. Ритмичная и косая слоистость пород, структуры волнения и оползания свидетельствуют о большой роли турбидных потоков в их накоплении. Мощность толщи не менее 8 км. Пиритовая формация Нэйрн занимает приблизительно среднюю часть разреза. Предполагают, что она накапливалась в условиях смены режима осадконакопления — подстилающие ее породы представляют собой смесь мелко- и крупнозернистых богатых кварцем песчаников, а выше накапливались мелкозернистые граувакки, кварциты, алевролиты. Группа Канманту подверглась региональному метаморфизму, интенсивность которого возрастает с юго-запада на северо-восток. Пиритосодержащие граувакки представлены в основном кварц-мусковит-альбит-микроклиновой минеральной

ассоциацией и в меньшей степени — кварц-мусковит-альбит (андалузит)-кианитовой ассоциацией.

Пиритсодержащая формация Нэйрн прослеживается по простиранию более чем на 100 км. Основу ее составляют два крупных непрерывных рудных пласта мощностью 20–30 м, разделенные пачкой граувакк и кварцитов (около 500 м), и три более мелкие прерывистых рудных пласта мощностью 1–3 м, залегающие стратиграфически выше. Самый нижний рудный пласт, разрабатываемый открытым способом, состоит из трех сульфидных слоев, разделенных сульфидсодержащими граувакками. Рудные пласты вместе с вмещающими их породами смяты в крутые складки близмеридионального простирания. Разрывные нарушения в пределах рудного поля большого значения не имеют.

Каждый сульфидсодержащий член формации Нэйрн состоит из тонкослоистых граувакк и алевролитов, в которых чередуются прослои концентрированных сульфидов мощностью 1–5 мм, разделенные породой с мелкой сульфидной вкрапленностью мощностью 0,5–5 см. Сульфидные полосы залегают строго параллельно друг другу и выклиниваются на протяжении 1–2 м. Размер зерен сульфидов соответствует размеру зерен вмещающих силикатов. На месторождении выделяются две основных минеральных ассоциации: 1) кварц-мусковит-альбит-андалузит-кианит-пирит-пирротиновая; 2) кварц-мусковит-альбит-микрочлн-пирит-пирротиновая [85];. На выклинивании сульфидсодержащие слои становятся более слюдистыми и тонкозернистыми.

Главные рудные минералы — пирит и пирротин, содержащиеся по всему месторождению приблизительно в равных соотношениях, хотя в различных слоях их пропорции могут быть различными.

Наряду с ними встречаются халькопирит, сфалерит, а также марказит, галенит, арсенопирит. В сульфидах и силикатах встречается вроски рутила. Содержание сульфидов весьма постоянно по всему месторождению и составляет в среднем около 10%. Незначительная часть общего пирита и пирротина находится в виде крупных кристаллов в секущих жилах, которые включают небольшие количества пирита, галенита, сфалерита, арсенопирита, тетраэдрита, бурнонита, буланжерита, аргентита, пираргирита.

Околорудные изменения в пиритсодержащих слоях отсутствуют, так что они отличаются от безрудных членов формации только наличием сульфидов. В целом по всему месторождению висячий бок является более четким и правильным по сравнению с слезачим. При выходе на поверхность пиритные слои дают лимонит-кварц-каолиновую железную шляпу.

Структурные зависимости указывают на одновременное отложение сульфидов и силикатов месторождения Нэйрн. Осаждение предполагается в мелководных условиях химическим или биогенным путем [332]. В дальнейшем руды вместе с вмещающими их силикатами подверглись перетолжению в глубоководном бассейне и метаморфизму. По данным изотопного анализа [212], руды месторождения Нэйрн содержат типичную биогенную серу: $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от -11 до -21‰ .

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАСМАНИИ

Медно-полиметаллические месторождения Тасмании протягиваются на 60 км вдоль ее западного побережья в пределах хр. Уэст-Кост-Рэндж. Здесь известны четыре рудных узла (Маунт-Лайель, Маунт-Бишоф, Зихан и Розбери), а также множество мелких месторождений.

Рудный пояс о-ва Тасмания принадлежит Ладланской складчатой системе — каледонской зоне Восточно-Австралийского орогенического пояса. Осадконакопление здесь началось в раннем кембрии, а завершилось в среднем девоне в результате Табберабберанской фазы орогенеза [147]. В раннекембрийское время в западной части Тасмании накапливались конгломераты и мелководные слоистые карбонаты общей мощностью около 1 км. В конце раннего кембрия вдоль меридиональных рифтовых разломов накапливается мощная (более 3 км) толща вулканитов Маунт-Рид, в состав которой входят натриевые кератофиры и порфириды, а также калиевые риолиты с большим количеством пирокластики, в том числе сваренных туфов и грубообломочных вулканических брекчий, совместно с маломощными горизонтами осадочных пород [336].

Впоследствии в результате раскола и раздвижения блоков фундамента к западу от вулканического пояса Маунт-Рид заложился трог Дандас. Здесь в течение позднего кембрия происходит накопление геосинклинальных осадков, представленных снизу вверх кремнистыми аргиллитами и черными глинистыми сланцами мощностью около 1 км, спилитовыми лавами, кератофировыми туфами и альбитизированными диабазами, содержащими крупные плитчатые тела серпентинитов и серпентинизированных пироксенитов (общая мощность около 800 м), и наконец, граувакко-флишевыми породами группы Дандас общей мощностью около 1,5 км. Группа Дандас имеет в своем составе несортированные, быстро выклинивающиеся граувакковые конгломераты и песчаники, содержащие многочисленные угловатые обломки кристаллов полевого шпата, имеющие, по-видимому, вулканическое происхождение; прослой и линзы толеитов и кератофировых лав, альбитизированных и слегка хлоритизированных, местами миндалекаменных, богатых Na_2O ; единичные горизонты кварцевых песчаников, алевролитов, сланцев.

Тектонические движения на границе кембрия и ордовика привели к структурной перестройке района и накоплению мощных (до 1 км) толщ конгломератов и песчаников во вновь образовавшихся грабенах. В течение позднего ордовика, всего силура и раннего девона западная часть Тасмании представляла собой обширный морской бассейн, где накапливались терригенно-карбонатные отложения, мощность которых местами достигает 5 км. В среднем девоне в основную фазу орогенеза Таббераббера все описанные отложения были смяты в интенсивные складки и интродированы гранитоидами. В дальнейшем здесь происходило только локальное накопление тиллитов и ленточных глин.

Все колчеданные месторождения Тасмании приурочены к породам группы Дандас. Наиболее крупным из них является Маунт-Лайель, расположенное в южной части рудного пояса. Месторождение объединяет около десяти рудных тел, вытянутых в меридиональном направлении на расстоянии около 7 км, из которых, начиная с 80-х гг. прошлого века и до середины 1976 г., было добыто приблизительно 83 млн. т руды, содержащей 947 тыс. т Cu , 32,8 т Au и 687 т Ag [282]. Несмотря на то что в настоящее время большинство рудных тел обработано, месторождение продолжает оставаться вторым (после Маунт-Айза) медным месторождением Австралии. Запасы меди на нем на 1975 г. [172] составляли 550 тыс. т.

Месторождение Маунт-Лайель расположено в восточной части трога Дандас (рис. 43) среди туфов, лав и туфогенно-осадочных пород, накопившихся, по мнению Н. Маркхэма [247], в мелководной обстановке. Рудомещающие эффузивы в различной степени изменены и рассланцованы. Основная масса их состоит из сростков кварца и серицита, напоминающих реликты сферолитовой структуры. Вкрапленники представлены резорбированным кварцем и нацело серицитизированным плагиоклазом. Переслаивающиеся с лавами туфы сложены обломками вулканогенных и осадочных пород размером до 3 см, фрагментами кристаллов кварца, полевого шпата и апатита, содержание которого местами составляет 20–25% всех присутствующих минералов. В цементе туфов основного состава преобладает хлорит, в кислых туфах, где литокласты представлены обломками риолитов или кератофиров, цемент преимущественно серицитовый. По мере уменьшения размера обломков туфы переходят в мелкозернистые туфогенно-осадочные породы, имеющие темно-зеленую окраску и содержащие многочисленные прослой пирита. Встречающиеся в пределах месторождения кремнистые сланцы состоят из зерен кварца (0,005–0,03 мм) с примесью гематита. Судя по конфигурации залежей кремнистых сланцев, они не являются первично-осадочными породами, а произошли за счет окремнения вулканитов.

Самое крупное на месторождение рудное тело Блоу представляло собой линзу массивной руды, залегающую вдоль контакта вулканитов Дандас и перекрывающих их ордовикских конгломератов (см. рис. 43). Руда залежала согласно с вмещающими породами и имела с ними резкую границу. Руды Блоу имеют полосчатое строение. Пирит образует коллоидные пористые агрегаты, в промежутках между которыми встречаются теннантит, халькопирит, галенит и молибденит. Нерудные представлены кварцем, серицитом, хлоритом, карбонатами, апатитом, флюоритом. Полосчатость выражается в колебаниях размеров агрегатов пирита, в изменении его структуры, в содержании других сульфидов и нерудных минералов. Н. Маркхэм [274] приводит данные, свидетельствующие о том, что руды месторождений были подвержены тектоническим дефор-

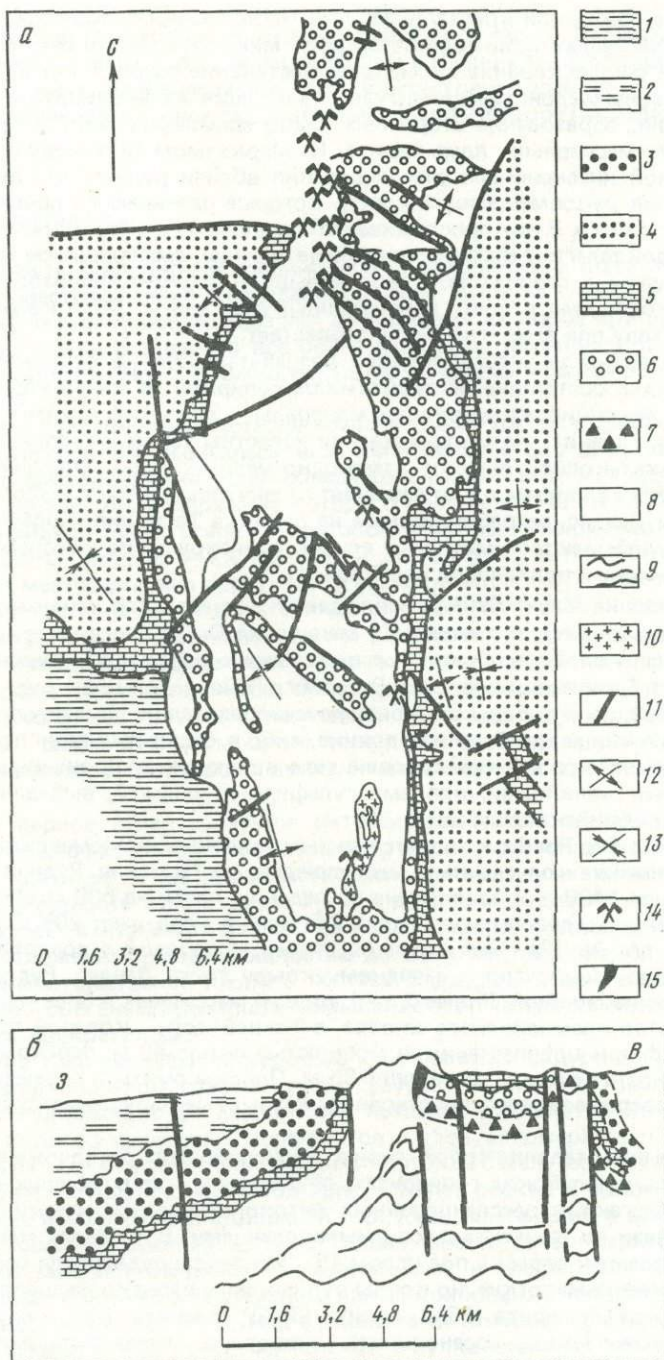


Рис. 43. Геологическая карта южной части Тасманского рудного пояса (а) и разрез месторождения Маунт-Пайель (б) [375]

1 — третичные отложения; 2 — девонские сланцы; 3 — силурийские песчаники; 4 — силурийско-девонские песчаники и сланцы; 5 — ордовикские известняки; 6 — ордовикские конгломераты; 7 — ордовикские континентальные брекчии; 8 — кембрийская формация Дандас; 9 — докембрийские сланцы; 10 — граниты; 11 — тектонические нарушения; 12 — антиклинали; 13 — синклинали; 14 — месторождения; 15 — рудное тело Блоу

мациям, а также повторной кристаллизации и мобилизации сульфидов. Им отмечаются слабые складчатые деформации полосчатых руд, микробудинаж и очковые структуры в них, катаклиз и растрескивание сульфидов, растекание рудных тел вдоль плоскостей рассланцевания зоны милонитизации в руде, миграция халькопирита в участки ослабленного давления, образование вторичных гидротермальных жил, обтекание сфалеритом и галенитом массивных ядер пирита. Н. Маркхэмом также сделано предположение, что причиной интенсивного рассланцевания вблизи рудных тел являются околорудные изменения рудовмещающих пород, которые развиваются преимущественно со стороны лежачего бока. В них прослеживается следующая зональность: непосредственно у контакта с рудой залегают кварц-серицитовые сланцы, сменяющиеся затем кварц-хлоритовыми сланцами с серицитом, а еще дальше — серицит-хлоритовыми сланцами с альбитом, переходящими в почти неизменные вулканиты. Доля кварца по направлению к рудному телу при этом неизменно возрастает.

В настоящее время на месторождении разрабатываются в основном прожилково-вкрапленные руды, состоящие из пирита и халькопирита в кварц-хлорит-серицитовой жильной массе. Ассоциирующие рудные минералы — магнетит, гематит, борнит, молибденит, сфалерит, галенит. На месторождении известны также вкрапленные крупнозернистые борнит-халькопиритовые и самородно-медные руды. Определенный интерес представляют также слоистые пирит-сфалерит-галенитовые руды в туфоогенно-осадочных породах группы Дандас, разрабатываемые на руднике Тасмания. Кроме того, в отложениях ордовика добываются медистые глины, происхождение которых связывается с размывом меденосных вулканитов кембрия.

На месторождении Маунт-Лайель наблюдается минеральная зональность в широком масштабе. Она выражается в увеличении отношения Cu/Fe с юга на север: преимущественно пиритные руды Блоу сменяются пирит-халькопиритовой минерализацией в Западном Лайеле и борнитовыми рудами Северного Лайеля. Для всего рудного поля характерно наличие сопровождающих сульфидную минерализацию гематитовых тел, залегающих либо вдоль границы кембрия и ордовика, либо в базальных конгломератах последнего. Не исключено, что эти гематитовые тела являются захороненными на месте или переотложенными железными шляпами сульфидных залежей, выведенных на поверхность в конце кембрийского периода.

Месторождение Рид-Розбери является самым северным в Тасманском рудном поясе и вторым по величине колчеданным месторождением Тасмании. Рудная зона имеет протяженность около 1400 м и прослежена по падению почти на 500 м. Руды месторождения, запасы которых составляют около 8,5 млн. т., содержат 20% Zn, 6 Pb, 0,5% Cu, 217 Ag и 0,62 г/т Au [2]. Они вскрыты серией выработок с поверхности и шахтой.

Месторождение приурочено к западному крылу трога Дандас. Рудовмещающие породы представлены мощной (более 2 км) толщей массивных и брекчированных туфов, лав и агломератов кремнекислого состава, в нижней части которой присутствует пачка слоистых туфов и туфопесчаников мощностью около 50 м, перекрытых аспидными сланцами, мощность которых составляет 35 м. Породы смяты в пережатые и опрокинутые складки северо-западного простирания. Разрывные нарушения существенной роли не играют.

Рудные тела представляют собой серию кулисообразно расположенных линз мощностью 15—45 м, на глубоких горизонтах объединяющихся в сложную пластообразную залежь. Они залегают в рассланцованных литокристаллокластических туфах и туфопесчаниках вблизи их контакта с аспидными сланцами. В пределах месторождения породы и руды падают к востоку под углом 45° . Контакты рудных тел особенно со стороны висячего бока весьма четкие, но концы рудных линз нередко расщеплены.

Руды состоят из сфалерита (25%), пирита (30%), галенита (5%), халькопирита (30%) с небольшим количеством арсенипирита, пирротина, тетраэдрита и пираргирита. На месторождении выделяют пирит-халькопиритовые руды с тетраэдритом, теннантитом, сфалеритом и галенитом, приуроченные к лежачему боку, и более мощные пирит-галенит-сфалеритовые с второстепенными халькопиритом и тетраэдритом. Известны также немногочисленные линзы баритовых руд с галенитом и сфалеритом. Жильные минералы представлены карбонатом, кварцем, хлоритом. Руда раздроблена и имеет большей частью брекчиевую текстуру. Однако в отдельных местах, где раздробленность менее интенсивна, в руде сохраняются реликты складчатости, совпадающие с мелкими складками волочения в рудоперекрывающих сланцах. Складки в сульфидной руде обычно

дисгармоничны, особенно между слоями различного состава. В компетентных слоях (богатых пиритом) встречается концентрический тип складок. Вблизи рудных тел рудовмещающие породы превращены в серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы. В лежачем боку рудных тел наблюдается "зона кварцитового сланца" мощностью до 30 м. В "зоне" отмечается очковое окварцевание и интенсивное рассланцевание вокруг таких очков.

ВОСТОЧНАЯ АВСТРАЛИЯ

Материковая часть Восточно-Австралийского орогенического пояса также содержит многочисленные месторождения колчеданного типа. В связи с общим направлением миграции тектонического процесса возраст вмещающих их пород при движении с юго-запада к северо-востоку становится все более молодым, изменяясь от ордовика и силура в центральной части Нового Южного Уэльса, до девона и перми в Восточном Квинсленде.

Месторождение Кэптейнс-Флэт (старое название Лейк-Джордж) расположено в юго-восточной части Нового Южного Уэльса, в 54 км к юго-востоку от г. Канберры. Железная шляпа этого месторождения была обнаружена в 1874 г. и долгое время разрабатывалась с целью добычи Au, содержание которого достигало 140 г/т. С 1937 г. началась разработка сульфидной руды. Всего из месторождения было извлечено около 4 млн. т руды, содержащей в среднем 6–7% Pb, 10–12 Zn, 0,7% Cu, около 60 Ag и 2 г/т Au. В настоящее время месторождение практически выработано.

Месторождение располагается в материковой части Лакланской геосинклинальной зоны, характеризующейся геосинклинальным режимом развития от раннего кембрия по девон включительно. В кембрии здесь накапливались граувакки и аспидные сланцы с небольшим количеством вулканитов. Мощность отложений около 3 км. В ордовике продолжается накопление граувакк, несколько обогащенных кварцем по сравнению с кембрийскими, формируются мощные толщи граптолитовых сланцев, отмечаются локальные проявления андезитового вулканизма. Общая мощность отложений ордовика 7 км.

Силурийский период характеризуется интенсивным развитием вулканических процессов в сравнительно мелководных условиях, что привело к накоплению больших объемов риолитов, дацитов и их пирокластических производных в тесной ассоциации с известняками. Мощность толщ около 7 км. В раннем и среднем девоне осадконакопление продолжалось в отдельных трогах, где накапливались мелководные терригенные и карбонатные отложения общей мощностью до 2 км, местами продолжались извержения вулканов преимущественно кислого состава. В среднем девоне в результате Табберабберанской фазы орогенеза произошло замыкание этой части геосинклинали и осадконакопление здесь прекратилось.

Месторождение Кэптейнс-Флэт приурочено к вулканитам силурийского возраста, залегающим в меридиональном грабене среди граувакк и алевролитовых сланцев ордовика (рис. 44). Рудовмещающая толща носит название вулканитов Кохинор и состоит в основном из потоков дацитовых порфиритов, туфов, агломератов и игнимбритов, а также маломощных и быстро выклинивающихся потоков базальтов, отмеченных только на флангах грабена. В толще вулканитов присутствуют редкие и маломощные прослои сланцев. Наиболее выдержанный сланцевый горизонт, залегающий в верхней части вулканитов, носит название сланцев Китинг. Общая мощность вулканитов Кохинор — 400–800 м. Они залегают согласно на алевритистых и графитовых сланцах Коппер-Крик, содержащих тонкие прослои туфов и линзы криноидных и коралловых известняков общей мощностью около 100 м. Над вулканитами Кохинор с перерывом и несогласием залегают мощная (800–1300 м) сланцево-вулканогенная формация Кэптейнс-Флэт. За пределами грабена в основании сланцев Коппер-Крик залегают кварциты и конгломераты Рутледж, а рудоносная толща перекрывается сланцами и песчаниками Карвулла.

Все породы смяты в дисгармоничные (вследствие различной компетентности слоев) складки меридионального простирания и нарушены продольными и диагональными сбросами. Интрузивная фация в грабене Кэптейнс-Флэт представлена только маломощными дайками долеритов, прорывающих вулканиты Кохинор. За пределами грабена

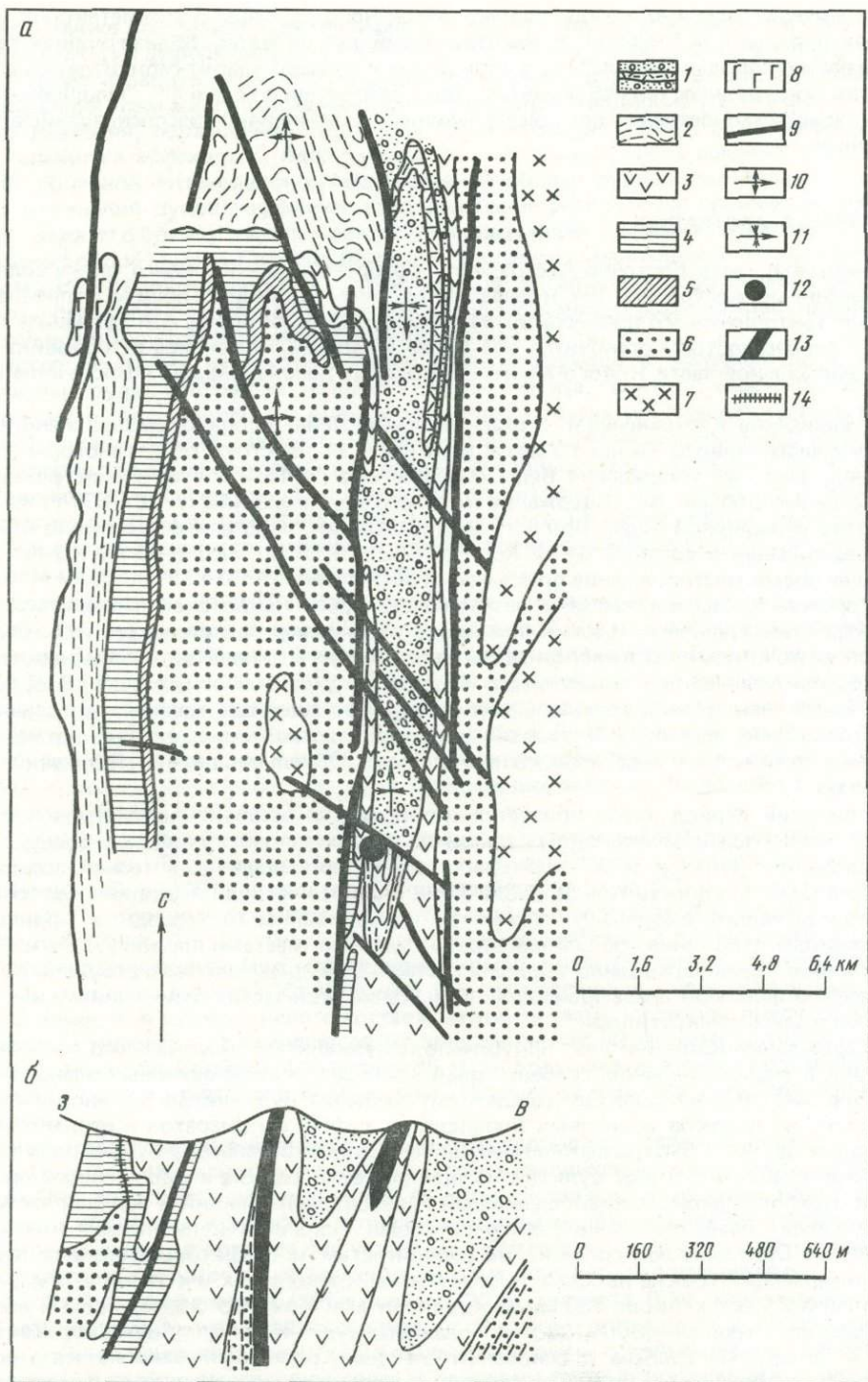


Рис. 44. Схематическая геологическая карта района месторождения Кэптейнс-Флетт (а) и разрез месторождения (б) [291]

1 — дациты и конгломераты формации Кэптейнс-Флетт; 2 — слои Карвулла; 3 — вулканиды Кохинор и сланцы Китинг; 4 — сланцы Копер-Крик; 5 — кварциты Рутледж; 6 — гравуакки и сланцы ордовика; 7 — граниты; 8 — долериты; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — антиклинали и направления их погружения; 11 — синклинали и направления их погружения; 12 — месторождение Кэптейнс-Флетт; 13 — рудные тела; 14 — слабая минерализация

среди граувакк и сланцев ордовика обнажаются крупные гранитные массивы, интрузии долеритов и амфиболитов.

На месторождении Кэптейнс-Флэт известны два рудных тела: Элиот и Китинг. Первое состоит из трех рудных линз мощностью 1,8–12 и протяженностью 120–300 м. Рудное тело Китинг состоит из двух линз, разделенных зоной скола. Протяженность этого рудного тела на горизонте 320 м составляет 115 м при средней мощности 5,8 м [2].

Рудные тела залегают на контакте сваренных туфов и сланцев Китинг. Они имеют согласно с вмещающими породами меридиональное простирание и падают к западу под углами 70–80° (см. рис. 44). По существующим представлениям [291], они находятся в перевернутом залегании, так что лежащие над рудой сланцы представляют собой лежащий бок рудных тел, а подстилающие измененные вулканиты являются их висячим боком. При этом со стороны лежащего бока рудные линзы имеют четкий контакт с вмещающими породами, а в висячем боку наблюдается обильная рудная вкрапленность в пределах нескольких сотен метров¹. Небольшие рудные тела встречаются внутри вулканитов Кохйнонр, а вкрапленная и послойная сульфидная минерализация — в сланцах Коппер-Крик.

Главные рудные минералы месторождения — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, арсенопирит, самородное золото, редко встречаются пирротин и станнин. Нерудные представлены кварцем, доломитом, хлоритом, серицитом. Текстуры руд массивные и однородные, местами полосчатые, обусловленные чередованием слоев пирита с другими сульфидами или сланцами.

Месторождение Вудлон было открыто в 1969 г. в штате Новый Южный Уэльс, в 70 км к северу от г. Канберры. Запасы месторождения на начало 1978 г. составили 10 млн. т руды, содержащей в среднем 1,8% Cu, 3,5 Pb, 9,0% Zn и 58 г/т Ag. Дополнительно в зоне железной шляпы подсчитано около 50 млн. т окисленной руды при содержании 0,72 Cu, 5% Pb, 1037 Ag и 5,2 г/т Au. Месторождение может разрабатываться открытым способом [5, 8].

Как и Кэптейнс-Флет, месторождение Вудлон залегает в Лахланской геосинклинальной зоне и приурочено к ордовикско-среднесилурийскому геосинклинальному вулканогенно-осадочному комплексу мощностью около 4 км. Вблизи месторождения Вудлон осадочные отложения нижнего силура уступают место кремнекислым туфам, игнимбритовым агломератам и брекчиевым лавам. Породы метаморфизованы в условиях нижней ступени зеленосланцевой фации, деформированы и интродированы верхнесилурийскими диоритами и девонскими гранитами. На территории месторождения рудовмещающие породы прорваны дайками и силлами долеритов средне-позднесилурийского возраста.

Рудовмещающие вулканиты, по данным Б. Галсона [190], относятся к риолитам и риодацитам (табл. 6). Эти породы, заключающие согласные колчеданные залежи, собраны в пологие складки и нарушены редкими сбросами. Околорудные изменения проявлены только в лежащем боку рудных залежей. Они представлены хлорит-серицитовыми сланцами с обильной вкрапленностью, прожилками и гнездами сульфидов. Главное рудное тело длиной около 200 и средней мощности 45 м прослежено до глубины примерно 300 м. Массивные и полосчатые руды сложены тонкозернистым пиритом со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, арсенопиритом, тетраэдрит-теннантитом, станнином. Мало мощные линзы руды встречаются в лежащем боку и на флангах главного рудного тела. Прожилково-вкрапленные руды лежащего бока представлены в основном халькопиритом. Здесь подсчитано около 4,5 млн. т руды, содержащей Cu 1,4%. Из жильных отмечаются кварц, барит, хлорит, серицит, тальк.

На поверхности наблюдается хорошо развитая железная шляпа мощностью 6–15 м, по которой и было открыто месторождение. Зона вторичного сульфидного обогащения сложена мелкозернистым халькозином, ковеллином, дигенитом, пиритом и галенитом в смеси с тальком, хлоритом, баритом и кварцем. Мощность ее колеблется от 1 м в центральной части месторождения до 10 м — на юге.

При изучении изотопных соотношений свинца из силурийских вулканитов и черных сланцев, а также из сульфидов зон минерализации и пиритов в рудовмещающих вулканитах месторождения Вудлон было установлено их большое сходство, что может свиде-

¹ Исходя из аналогии с подавляющим большинством колчеданных месторождений, трактовку структуры месторождения Кэптейнс-Флэт мы считаем ошибочной. Более правдоподобным кажется нормальное, а не опрокинутое залегание рудных тел.

Таблица 6

Химические составы (в вес. %) рудовмещающих вулканитов месторождения Вудлон

Компоненты	1	2	3	4*	5	6	7
SiO ₂	70,62	74,53	75,52	72,90	75,21	75,40	70,65
TiO ₂	9,36	0,09	0,09	0,35	0,21	0,10	0,20
Al ₂ O ₃	12,77	13,35	12,86	12,67	11,39	13,71	13,92
FeO*	3,01	0,54	1,11	4,71	2,41	1,23	2,18
MnO	0,03	0,00	0,02	0,12	0,03	0,01	0,02
MgO	0,83	0,16	0,07	1,74	0,58	0,42	1,16
CaO	0,95	0,16	0,15	0,42	0,32	0,54	0,50
Na ₂ O	3,59	3,91	3,34	4,85	3,95	2,59	4,67
K ₂ O	4,24	5,21	5,86	0,22	2,40	6,23	3,44
P ₂ O ₅	0,06	0,00	0,03	0,05	0,04	0,02	0,03
H ₂ O	0,73	0,28	0,34	2,22	1,09	1,09	1,03
CO ₂							

Примечание. Пробы 1, 4, 5 — риодациты; 2, 3 — риолиты; 6, 7 — кристаллические туфы.

тельствовать об общем источнике свинца для всей системы [190]. Кроме того, Б. Галсоном было показано, что пириты из рудного тела, рудовмещающих вулканитов и силурийских сланцев характеризуются весьма сходным набором элементов-примесей и сильно отличаются по этому признаку от пиритов из долеритов даек, секущих рудовмещающие породы. Этот факт используется в качестве доказательства додайкового образования руды.

В результате исследований Б. Галсон [190] пришел к выводу о двух возможных вариантах формирования рудных тел месторождения Вудлон: 1) металлы привносятся растворами, непосредственно связанными с вулканизмом, 2) металлы были выщелочены из рудовмещающих пород циркулирующими морскими водами в присутствии глубоко залегающего источника тепла — интрузивного эквивалента околорудных вулканитов. Не отрицается и комбинация этих двух вариантов.

Наличие радиоактивного циркона, данные по Rb, Sr и редким землям указывают на коровую природу вулканитов, а соответственно и свинцово-цинковых руд Вудлона.

Месторождения рудного поля Батерст не имеют большого экономического значения, но представляя определенный интерес с точки зрения их геологии.

Рудное поле Батерст находится в Новом Южном Уэльсе, в 150 км к северо-западу от г. Сидней. Оно представлено 30 рудными телами, выходящими на площади 28 x 45 км². Из самого крупного месторождения рудного поля, начиная с 1919 г., было добыто 18 600 т меди вместе с золотом и серебром. В разрезе ордовикских и силурийских геосинклинальных серий, слагающих рудное поле Батерст, присутствуют две существенно вулканогенные толщи: Рокли — в верхней части ордовика и Буррага — в верхах силура. Все рудные тела района показывают определенную приуроченность к этим двум толщам, причем промышленные рудные тела встречаются только в верхней толще. Вулканиты Рокли и Буррага представлены преимущественно грубообломочными туфами андезитового состава, но на участках залегания рудных тел, а часто и за их пределами — порфировыми породами, состоящими из крупных (до 1,5 см) фенокристов кварца и полевого шпата, погруженных в рассланцованную основную массу из кварца, хлорита, мусковита (полевого шпата и эпидота).

Все рудные тела представляют собой согласные плоские линзы, вытянутые не по простиранию, а по падению пород. Средние размеры рудных залежей 2 x 100 x 700 м. Почти все они залегают в глинистых сланцах над эффузивными породами всегда вблизи рифогенных известняков. Руды в основном медно-цинковые и полиметаллические. Преобладающими минералами являются пирротин и пирит. В некоторых рудных телах сохранилась полосчатость, соответствующая слоистости и сланцеватости вмещающих пород.

Месторождение Маунт-Морган — третье после Маунт-Айза и Маунт-Лайель медное месторождение Австралии — находится на восточном побережье материка в штате Квинсленд. Она залегает в средне- и верхнедевонских геосинклинальных отложениях,

содержащих в своем составе кремнекислые вулканыты. Массивные рудные тела имеют халькопирит-пирротин-пиритовый состав и сопровождаются ореолами гидротермально-измененных (кварц-серицитовых) пород мощностью до 30 м. Согласно данным Л. Лоуренса [251], близлежащие граниты пермского возраста оказали контактовое воздействие на уже сформировавшиеся руды.

Самым молодым колчеданным месторождением Австралии является стратиформное свинцово-цинково-медное месторождение в Гальс-Пик на восточном побережье. Геосинклинальный режим здесь продолжался до раннего триаса (Хантер-Боуэнская фаза орогенеза). Рудные тела залегают в образованиях перми, представленных темными глинистыми сланцами, песчаниками и известняками, переслаивающимися с кислыми лавами и туфами.

Наиболее яркими представителями колчеданных месторождений Австралии являются такие гиганты, как Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур. Все они залегают в терригенных, терригенно-карбонатных и терригенно-вулканогенных отложениях Карпентарской (нижнерифейской) системы и обладают рядом общих черт, характеризующих их как типичных представителей стратиформных колчеданных месторождений: сравнительно маломощными пластообразными залежами, образующими несколько горизонтов, отсутствием резких границ рудных тел и околорудных изменений; преимущественно полиметаллическим составом руды. Главные различия между перечисленными месторождениями касаются степени метаморфических преобразований, которым подверглись рудовмещающие комплексы, а вместе с ними и рудные тела.

Месторождение Брокен-Хилл залегает среди интенсивно дислоцированных пород комплекса Вильяма, превращенных в районе месторождения в силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и кварциты. Руды претерпели полную рекристаллизацию и сложены большей частью крупнозернистыми скоплениями галенита и сфарелита, что в течение длительного времени служило препятствием для отнесения этого месторождения к классу колчеданных.

Месторождение Маунт-Айза приурочено к слабо метаморфизованным глинистым и кремнистым доломитовым и углистым сланцам с прослоями туфов и туффитов, сматых в изоклинальные, местами опрокинутые складки. Наиболее характерной особенностью этого месторождения является присутствие наряду со стратиформными полиметаллическими рудами массивных и прожилковыми медных руд, приуроченных к кремнисто-доломитовым породам.

Месторождение Мак-Артур залегает среди не метаморфизованных доломитово-битуминозных сланцев с обильным сингенетичным пиритом. Отсутствие значительных дислокаций позволяет наблюдать на этом месторождении первичные условия залегания руд, образующих пластообразную залежь, контуры которой повторяют слабо прогнутое дно депрессии. К западу от месторождения хорошо сохранился тектонический шов (разлом Эму), служивший каналом, по которому поднимались рудоносные растворы, а также места выхода этих растворов на поверхность (прожилково-вкрапленные руды месторождений Кули II и Ридж II).

Еще одним представителем стратиформных месторождений является также серноколчеданное месторождение Нэйрн, залегающее в нижнекембрийских терригенных отложениях. Месторождение состоит из двух весьма протяженных рудных пластов, каждый из которых сложен маломощными прослоями, в различной степени обогащенными пиритом и пирротинном.

Важную роль в экономике Австралии играют медноколчеданные месторождения, принадлежащие уральскому подсемейству, связанные с разными частями сложной Восточно-Австралийской орогенической провинции. Это Маунт-Лайель в кембрийских натриевых кератофирах о-ва Тасмания и Маунт-Морган в средне-верхнедевонских геосинклинальных отложениях восточного побережья Австралии. Массивные рудные тела обоих месторождений со стороны лежачего бока подстилаются зоной кварц-серицитовых либо кварц-серицит-хлоритовых околорудных метасоматитов, содержащих на месторождении Маунт-Лайель обильные прожилково-вкрапленные руды, являющиеся объектом промышленной разработки.

К уральскому подсемейству относятся, по-видимому, и мелкие месторождения рудного поля Батерст, залегающие в контрастно дифференцированных верхнесилурийских вулканитах западной зоны Восточно-Австралийской орогенической провинции.

Остальные колчеданные месторождения Восточной Австралии принадлежат подсемейству куроко. К ним относятся Рид-Розбери на о-ве Тасмания, Кэптейнс-Флет и Вудлон на материке. Общей чертой всех этих месторождений является приуроченность к мощным, преимущественно пирокластическим вулканогенным толщам кремнекислого состава раннепалеозойского возраста и комплексный медно-полиметаллический состав руд.

Глава 6

ИСПАНИЯ И ПОРТУГАЛИЯ

Уникальное скопление колчеданных руд, известное под названием Иберийского пиритового пояса, располагается на юго-западе Пиренейского полуострова от Севильи до западной границы Португалии (рис. 45). При длине 230 и ширине от 25 до 40 км пояс включает около 300 колчеданных месторождений от мелких залежей, разрабатываемых кустарным способом, до крупнейших колчеданных месторождений мира таких, как Рио-Тинто, Тарсис, Ля Царца — в Испании; Санто-Доминго, Алжуштрел, Луцалло — в Португалии. Нередко колчедановые месторождения ассоциируют с мелкими месторождениями марганцевых руд, связанными с ними пространственно и генетически.

Некоторые из колчеданных месторождений пояса разрабатываются непрерывно в течении трех тысячелетий. Общие запасы колчеданных руд, по подсчетам 1952 г., составляют 800—1000 млн. т [371], что равняется почти половине мировых запасов пирита (без СССР). В течении последних 100 лет из 60 крупнейших колчеданных месторождений было добыто 280 млн. т медьсодержащих руд. Высококачественные руды в настоящее время почти выработаны. Несмотря на это подсчитано, что каждый квадратный метр пояса содержит 55 кг железа и 4 кг цветных металлов [345]. Добываемая в настоящее время руда содержит (в %) Fe 40—46, S 42—60, Cu, Pb и Zn 2—4, As 0,1—0,7. Главным объектом добычи является серный колчедан, медь добывается попутно там, где содержание ее достаточно высоко. Важнейшим колчеданным месторождением в настоящее время является Рио-Тинто, где недавно приступили к разработке штокверковых халькопиритовых руд, залегающих в подошве стратиформной колчеданной залежи. Кроме того, благодаря прогрессу металлургической технологии руды некоторых месторождений (Сан-Тельмо, Монте-Ромеро) разрабатываются на полиметаллы; на других месторождениях ведется интенсивная разведка с той же целью. Руды добываются открытым способом, глубина выработок обычно не превышает 200—250 м.

Сравнительная легкость открытия огромных минеральных богатств не способствовала тщательному геологическому изучению района. Первые геологические съемки, проведенные в 1885 г. [176], долгое время были единственной основой для представлений о геологии рудного пояса. Лишь в 60-е г. нашего столетия здесь стали проводиться стратиграфические, тектонические и литологические исследования регионального характера [322, 165, 254, 255], согласно которым геологическое строение района представляется в следующем виде. Рудный пояс приурочен к южной части Иберийского массива обширного и сложного геологического региона, в строении которого принимают участие метаморфизованные породы докембрийско-палеозойского возраста, послужившие источником кластического материала при накоплении осадков пиритового пояса. Структура региона формировалась преимущественно в течении герцинской орогении. Южные склоны гор Сьерра-Морена и возвышенность Бейшу-Алентежу, в пределах которых размещаются месторождения, представляют собой единый вулканогенный пояс (островную дугу), заложенный вдоль зоны глубинного разлома [14, 101]. Рудовмещающие вулканогенные отложения залегают на мощной серии сланцев, песчаников и кварцитов с линзами конгломератов и известняков, содержащих верхнефаменские конодонты, и перекрываются фаунистически охарактеризованными образованиями кульма.

Рудоносный комплекс, попадающий, таким образом, в возрастную вилку между верхним фаменом и верхним визе, по данным М. Леколь [261, 262], имеет следующее строение (рис. 46).

В основании комплекса залегает сравнительно маломощная толща базальтов, местами характеризующаяся амигдалоидной структурой (так называемые нижние базальты).

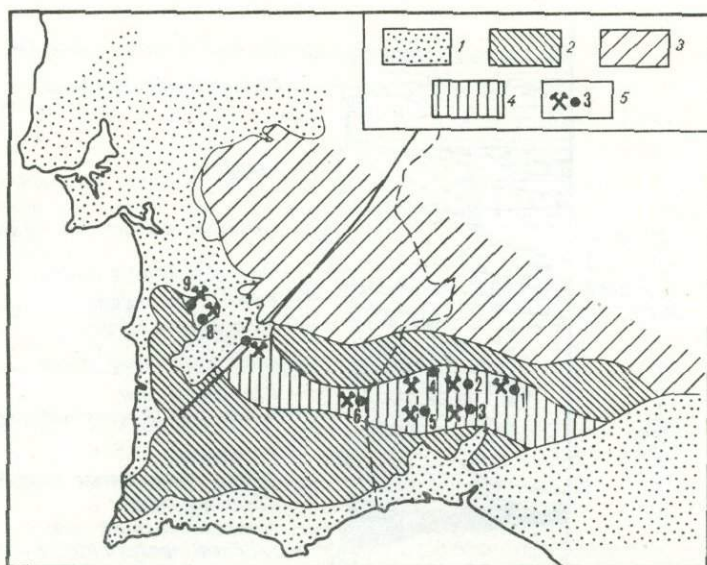


Рис. 45. Схематическая геологическая карта Иберийского рудного пояса [345]

1 — посткаменноугольные отложения; 2 — девонские и каменноугольные геосинклинальные породы; 3 — раннепалеозойские геосинклинальные породы; 4 — Иберийский пиритовый пояс; 5 — крупнейшие колчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 — Рио-Тинто, 2 — Ля Царца, 3 — Сотьель, 4 — Сан Тельмо, 5 — Тарсис, 6 — Санто-Доминго, 7 — Алжуштрел, 8 — Луцалло, 9 — Кавейра

Базальты перекрываются серией "главных кислых вулканитов", сложенных в основном грубообломочными туфами и игнимбритоподобными образованиями, а также кислыми лавами, сформировавшимися, по мнению М. Леколь, в субаэральной обстановке. Верхняя часть серии представлена мелкообломочными кристаллокластическими туфами и туффитами с прерывистыми горизонтами яшм, свидетельствующими о наступлении субмаринных условий. Состав вулканитов серии несколько варьирует от крайних кремнекислых разностей в южной и центральной частях провинции до риодацитов в северной ее части. Общая мощность серии более 300 м.

Залегающая выше продуктивная "промежуточная серия" представляет собой фациально изменчивый комплекс, состоящий из черных кремнистых, иногда известковистых сланцев, светлых яшм и пурпурных сланцев с линзами железистых пепловых туфов и марганецсодержащих яшм с прослоями туффитов и граувакк с одним или двумя горизонтами базальтов ("верхних") и их туфов. Геохимические исследования осадочных пород [229] указывают на малоглубинный характер бассейна накопления "промежуточной серии". Общая мощность серии сильно варьирует, составляя в среднем около 300 м.

"Вторая кислая серия" представлена витрокластическими туфами, местами брекчированными и зеленокаменно-переработанными мощностью не более 100 м. Она перекрывается оливковыми и черными сланцами кульма с прослоями граувакк и конкреционными горизонтами, содержащими фауну верхнего визе.

Кремнекислые вулканиты Иберийского пиритового пояса представляют собой щелочные кварцевые порфиры, количество и состав полевых шпатов в которых широко варьируют, но в среднем соответствуют калиево-натриевой разновидности этих пород (табл. 7).

По представлениям М. Леколь и Ж. Роже [262], поступление вулканического материала происходило из трещин, располагавшихся в вершинной части широтного хребта. "Промежуточная серия" трансгрессивно налегает на палеорельеф, так как ее мощность сокращается по направлению к хребту. Накопление материала промежуточной серии происходило как непосредственно из извержений вулканов, местами выступающих на поверхность моря в пределах хребта, так и в результате размыва и сноса. "Вторая серия кислых вулканитов" указывает на продолжение вулканической деятельности после накопления продуктивной "промежуточной серии". Полное погружение хребта

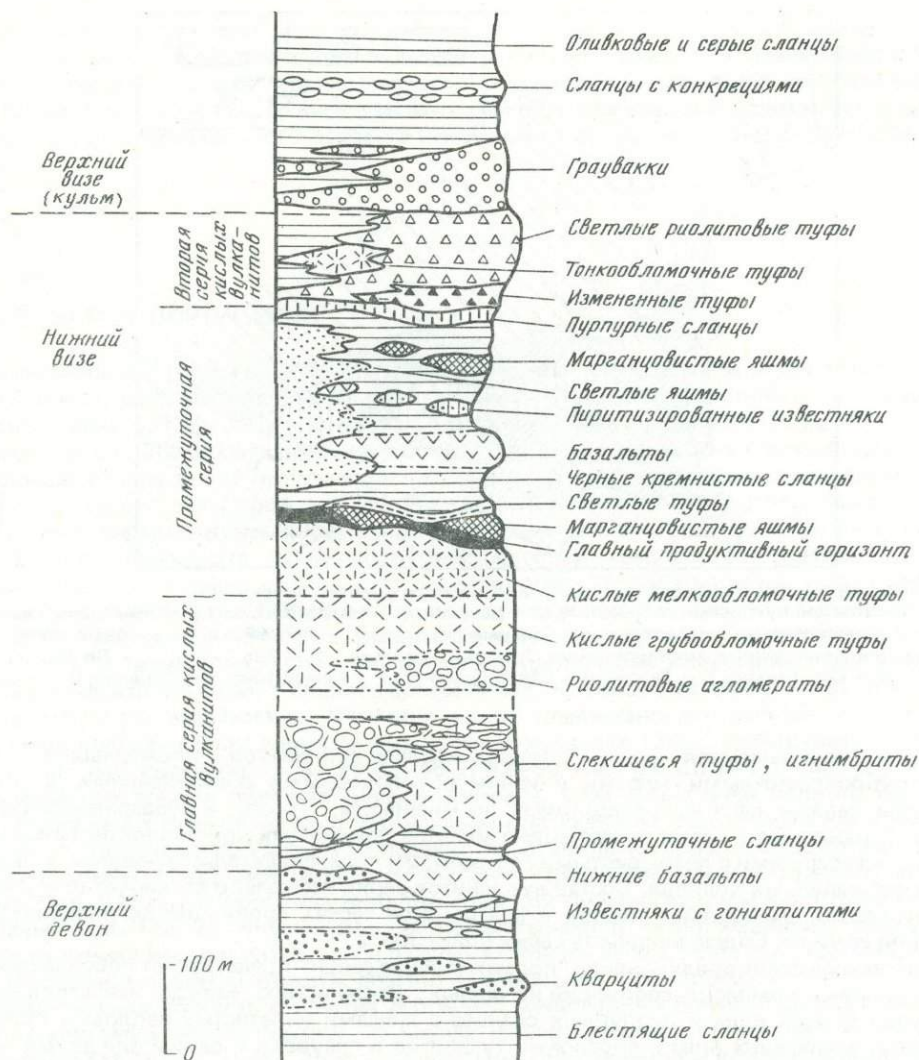


Рис. 46. Сводная стратиграфическая колонка Иберийского рудного пояса [254]

произошло к кульму, отложения которого носят характер малоглубинный или литоральный, о чем свидетельствуют их гранулометрия, косая слоистость и многочисленные растительные остатки.

Интрузивные образования района представлены маломощными силами альбитизированных долеритов в основании "главных кислых вулканитов", а также вытянутыми массивами гранодиоритов, залегающими субпараллельно минеральному поясу, в 5–10 км севернее его, вдоль Сьерра-Морена.

В судетскую фазу варисского орогенеза (на границе визе и намюра) все породы подверглись складчатости, направление которой меняется в соответствии с направлением самого пояса от широтного в пределах Испании на северо-западное в Португалии. Интенсивность складчатости возрастает к югу. В этом же направлении наблюдается запрокидывание складок и шарьяжи с амплитудой перемещения до 2–3 км. Синскладчатые разрывные нарушения наибольшее распространение имеют в северной части пояса.

Несмотря на интенсивную складчатость и наличие многочисленных разрывных нарушений, породы сравнительно слабо метаморфизованы. Слабый региональный метамор-

Таблица 7

Химический состав (в вес. %) вулканитов рудоносной толщи [229]

Порода (число анализов)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Риолиты и игнимбристы "главной серии кислых вулканитов" (27)	\bar{x} 75,38 σ 4,8	12,52 2,0	1,32 0,8	0,71 0,5	0,87 1,1	0,95 1,0	2,86 2,0	3,06 2,6	0,39 0,2
Риодациты "главной серии" (9)	\bar{x} 61,47 σ 5,0	15,95 1,7	3,08 2,3	2,73 0,7	3,66 2,3	3,36 1,2	3,51 1,5	1,70 1,0	0,84 0,6
Вулканиты "второй кислой серии" (8)	\bar{x} 68,42 σ 8,6	13,79 3,4	1,91 0,9	2,99 0,8	1,24 1,4	1,39 1,5	4,25 1,7	2,24 1,4	0,33 0,3
"Нижние" базальты (9)	\bar{x} 47,06 σ 2,4	16,13 1,2	2,70 1,3	6,94 1,2	5,00 2,1	7,80 1,6	3,85 0,6	1,74 1,4	1,28 0,8
"Верхние" базальты (11)	\bar{x} 51,95 σ 10,0	17,77 3,7	3,31 1,7	5,47 1,9	4,20 3,2	5,62 2,4	3,19 1,9	1,94 2,2	1,35 0,8

физм хлоритовой ступени постепенно уменьшается с севера на юг, где он отмечен только во фронтальной части надвигов и под ними.

Сульфидная минерализация локализована в "промежуточной серии" рудоносного комплекса. Имеется два горизонта рудоотложения: главный — в основании серии, непосредственно над подстилающими ее кислыми вулканитами и второстепенный — внутри черных сланцев, в менее определенной стратиграфической позиции. Большинство месторождений пояса приурочено к главному горизонту, хотя весьма значительные массы руды месторождений Тарсис и Сотьель залегают внутри сланцевой толщи. Следует отметить также большое количество маломощных медьсодержащих прожилков в кремнекислых вулканитах второй серии.

Месторождения располагаются кулисообразными группами, неравномерно распределенными в широком рудном поясе. Локализация рудных тел не имеет закономерной связи со складчатыми структурами. Большая часть рудных залежей имеет линзо- или пластообразную форму, широтное простирание и крутые углы падения. Все рудные залежи согласны с вмещающими породами, частные несогласия могут быть объяснены локальными перемещениями рудных масс в процессе складчатости [232]. Размеры рудных тел, как уже отмечалось, широко варьируют, но в среднем длина их составляет 300—700, а мощность 50—150 м. Средние соотношения длины, ширины и мощности рудных тел составляют 6:2:1. Многие рудные тела в различной степени эродированы, однако встречаются и слепые рудные залежи, не вскрытые эрозией либо перекрытые надвигами. Переход от рудных тел к вмещающим породам в подавляющем большинстве случаев весьма резкий, вдоль контактов отмечается наличие глинистой примазки мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Руда массивная, очень плотная и твердая с раковистым изломом, содержит лишь 3—5% нерудных минералов. Основная масса ее представлена пиритом (90—95%), кроме которого повсеместно встречаются халькопирит, сфалерит и галенит. Из второстепенных рудных минералов отмечаются арсенопирит, энаргит, тетраэдрит, бурнонит, ульманит и др. Местами присутствуют пирротин и магнетит, а также карбонаты железа, меди и никеля. Нерудные представлены кварцем, серицитом, хлоритом, каолином, баритом и гипсом. Главными элементами-спутниками являются мышьяк, висмут и селен.

Основные сульфиды характеризуются преимущественно колломорфными структурами. Размеры отдельных фрамбоидов и сферул пирита, образованных агрегатами октаэдрических кристаллитов, колеблются от 10 до 100 мкм. Степень раскристаллизации сульфидов в масштабах всего рудного пояса возрастает с востока на запад, где появляются отдельные зональные фенокристаллы, погруженные в более тонкозернистую фрамбоидальную основную массу [123]. Согласно данным А. Кинкела [232], в массивной руде присутствуют следы трех стадий трещинообразования. Растрескавшаяся руда

цементируется более крупнозернистым пиритом. Последующая серия густых мелких трещин выполнена халькопиритом (сфалеритом, галенитом), прожилки которого пересекают и обломки, и цемент более ранних катакластических зон. Третий период трещинообразования отмечен крупными, иногда округленными обломками руды с зеркалами скольжения вдоль тектонических нарушений.

Руды полосчатой текстуры систематически встречаются в краевых частях рудных залежей. Слои отмечаются тонкими полосками хлорита или серицита, увеличением количества кварца, различиями в размере, а иногда в составе сульфидов. Зональность в распределении рудных минералов проявлена нечетко. Отмечается обогащение медью центральных частей крупных рудных залежей и повышенное содержание свинца, цинка и благородных металлов на участках руд полосчатой текстуры, часто приуроченных к латеральному выклиниванию рудных тел.

Для месторождений рудного пояса характерно широкое развитие железных шляп, мощность которых составляет 20—90 м. Железные шляпы имеют правильную плоскую подошву, отражающую, по-видимому, уровень грунтовых вод периода их образования. Они состоят из гетита, гематита, куприта, малахита и сульфатов, часто содержат более 50% железа и являются железорудными месторождениями. Зоны вторичного сульфидного обогащения прослеживаются до глубины 150 м (на 50—60 м ниже подошвы железной шляпы). В пределах этих зон содержание меди возрастает в два раза за счет халькозина и ковеллина, развивающихся по трещинам в других сульфидах. Здесь же незначительно увеличивается содержание золота и серебра.

Околорудные изменения наблюдаются не у всех месторождений пояса. Наиболее отчетливо они проявляются в кремнекислых вулканитах со стороны лежащего бока, где иногда до глубины 100 м прослеживается интенсивная серицитизация и прожилково-вкрапленная минерализация. По наружному краю зоны изменения наблюдаются эпидот, хлорит и кварц. На гидротермально-измененные породы накладывается каолинизация как результат выщелачивания растворами, возникшими при окислении руд. Местами серицитизации подвергаются рудовмещающие сланцы. Отсутствие зон изменения под некоторыми рудными залежами объясняется миграцией тяжелых рудоносных растворов или, как предполагает Л. Шермерхорн [323], сползанием сульфидного ила по склону вулкана под действием силы тяжести.

Соотношение изотопов серы указывает на внутрикоровый источник сульфидов. Тесная связь металлогении с вулканизмом подтверждается также детальными геохимическими исследованиями [229], установившими, с одной стороны, отсутствие ореолов рассеяния рудообразующих элементов в продуктивных горизонтах за пределами рудных тел, с другой — большую величину отношения Co/Ni в рудах, что характерно для сульфидов гидротермального происхождения.

Месторождение Рио-Тинто, расположенное у восточного окончания рудного пояса, является крупнейшим колчеданным месторождением мира. За время эксплуатации из него добыто более 100 млн. т руды, из которой было извлечено около 5 млн. т меди. Разрабатываемые в настоящее время руды содержат 1—1,5% Cu, 0,25—1,0 As, до 1 Pb, 1,3% Zn, 40 г/т Ag, следы Au. Глубина карьера Сан-Дιονисио достигла 440 м, а разведочные горные выработки погружаются еще на 100 м.

Вмещающие месторождения породы сложены в широтные складки. Самые древние толщи обнажаются к югу от месторождения. Они представлены подушечными лавами, переслаивающимися с глинистыми и кремнистыми сланцами. Промежутки между подушками часто заполнены кремнистым материалом с радиолариями. Породы имеют крутое северное падение и перекрываются кремнекислыми пирокластическими образованиями, в значительной мере представленными, по мнению Х. Вильямса [386], игнибридами.

Кремнекислые вулканиты обнажаются в ядрах двух субширотных антиклиналей с промежутком 1 км. К пологим крыльям северной антиклинали, носящей название хр. Соломона, приурочены все главные рудные залежи месторождения. Выше наблюдаются стекловатые туфы с радиолариями, слоистые кристаллокластические туфы с пластами туффитов и песчаников, с маломощными выклинивающимися прослоями радиолариевых яшм. Все породы смяты в интенсивные дисгармоничные складки и нарушены разрывами, самый крупный из которых имеет северо-западное простирание и вертикальное смещение на 220 м. Большинство мелких разрывных нарушений имеют меридиональное направление.

Самые крупные рудные залежи месторождения приурочены к зоне контакта кремнекислых пирокластических пород и перекрывающих их темно-серых глинистых сланцев, содержащих отдельные выклинивающиеся пласты тонкозернистой пирокластике. Вблизи сульфидных залежей рудопокрывающие сланцы содержат прослойки и линзы железистых яшм, обычно отсутствующих в разрезе вне месторождения.

Месторождение Рио-Тинто содержит восемь крупных залежей, самые большие из которых (Сан-Дионисио и Южная Жила) являются смещенными по разлому частями одного гигантского рудного тела. Рудное тело Сан-Дионисио располагается вдоль южного склона хр. Соломона и представляет собой крутопадающую к югу линзу длиной 1100, мощностью 70—270 и протяженностью по падению около 500 м. Оно содержит 130 млн. т руды, содержащей 0,6—1,2% Cu. Верхняя часть рудного тела лежит вдоль контакта сланцев и кремнекислых вулканитов, нижняя — внутри последних. Северный, лежащий бок, представляет собой штокверк, интенсивность оруденения которого заметно уменьшается к западу. В восточной части штокверк отходит на 200 м от рудного тела во вмещающие породы. Штокверковые руды, прослеженные до глубины 300 м при сечении в нескольких сотен метров, составляют в настоящее время основную промышленный резерв рудника [84]. Они содержат 0,7% Cu и являются медноколчеданными в отличие от массивных руд, содержащих Cu 1%, Pb 1 и Zn 2%. Границы штокверка и массивной руды обычно четкие, но отмечаются местами и постепенные переходы. Граница массивной руды с перекрывающими сланцами всегда резкая. Слоистость в сланцах параллельна рудному телу, но местами они примыкают к его висячему боку под некоторым углом. В сланцах отмечена слабая минерализация на несколько метров от висячего бока рудного тела. Массивная руда включает пласт слоистых туфов протяженностью около 200 и мощностью 1—2 м. Пласт тянется параллельно контакту рудного тела и в краях постепенно переходит в слоистые руды и массивные сульфиды. Линзообразное рудное тело несколько прогнуто в центральной части. Брекчирование руды вдоль оси прогибания свидетельствует об участии ее в складчатых движениях. Южная залежь протяженностью 1700 и мощностью 170 м прослежена до глубины 400—450 м. Так же, как и Сан-Дионисио, она круто погружается к югу вдоль контакта между сланцами и кислыми вулканитами, интенсивно хлоритизированными и пиритизированными со стороны лежащего бока рудного тела.

На восточном склоне хр. Соломона, в зоне того же контакта, погружающегося здесь к востоку под углом 20°, разрабатываются рудные тела Планес. Это плоские рудные залежи, от которых вглубь кремнекислых вулканитов отходят трубообразные тела крупнозернистых руд, представляющих собой уплотненный штокверк (рис. 47,а). Характерно, что трубообразные стволы резко обеднены медью, в то время как мелкозернистые руды пластов содержат значительные количества ее. На месторождении разрабатывается также группа "Северных жил" — мелкие тела в форме уплотненных синклиналий, от которых вглубь подстилающих кислых вулканитов отходит штокверковая зона. Многие рудные тела месторождения Рио-Тинто залегают полностью внутри толщи вулканитов и представляют собой штокверковые корни в разной степени эродированных массивных тел. Наряду с ними имеется рудное тело Валле, залегающее внутри сланцевой толщи параллельно ее напластованию.

Массивные руды Рио-Тинто состоят из пирита и халькопирита с примесью сфалерита, галенита, тетраэдрита, энгерита и арсенопирита. Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом, баритом и карбонатами. Мелкие рудные залежи и висячие бока крупных рудных тел часто имеют полосчатое строение, образуемое попеременным чередованием слоев, обогащенных халькопиритом и сфалеритом. Содержания полезных компонентов, как правило, увеличиваются к верхним частям рудных тел. Наиболее высокое содержание меди отмечено в телах Планес, свинца и цинка — в Южной рудной залежи. Все выходящие на поверхность рудные тела имеют железную шляпу мощностью 25—35 м, состоящую из гетита, гематита, церуссита, англезита, изредка куприта, малахита, азурита. У основания железных шляп часто наблюдается землистый горизонт мощностью до 1,5 м, содержащий повышенные количества свинца, сурьмы, висмута и селена, а также до 28 г/т золота и 170 г/т серебра. Зона вторичного сульфидного обогащения известна до глубины 150 м, хотя проявления халькозина и ковеллина встречаются до глубины 300 м.

Околорудные изменения выражаются преимущественно в хлоритизации пород, прилегающих к штокверковым зонам в лежащем боку рудных тел. Иногда наряду с

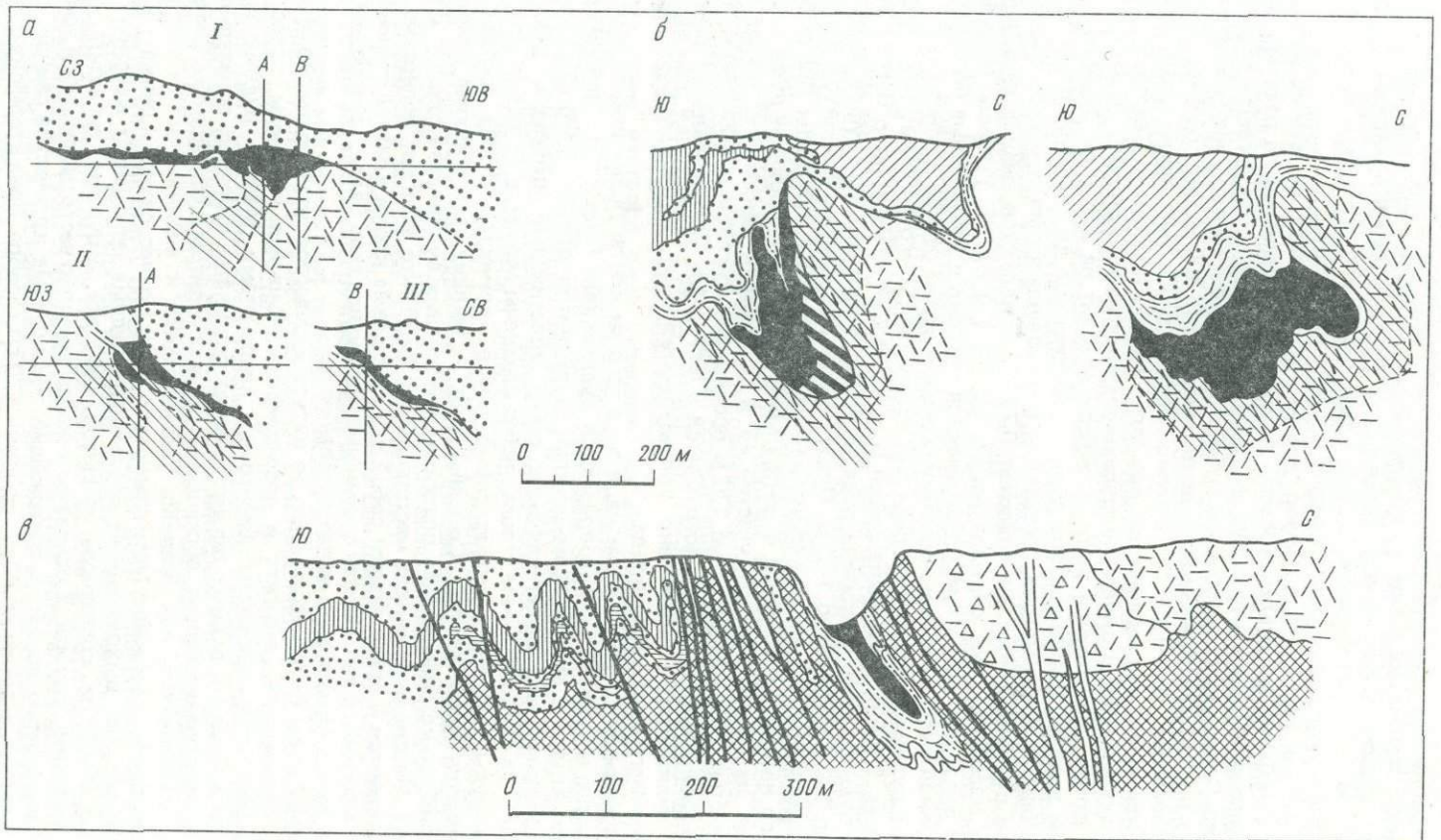


Рис. 47. Геологические разрезы рудных тел крупнейших колчеданных месторождений Иберийского рудного пояса [385, 345]
 а — продольный (I) и поперечные (II, III) разрезы рудных тел Планес; б — поперечные разрезы рудного тела Ля Царца; в — поперечный разрез рудного тела Лагуназо; г — поперечный разрез рудного тела "Северная жила" (месторождение Северный Тарсис); д — поперечный разрез месторождения Луцалло
 1 — сланцы и граувакки, частично кульм; 2 — черные сланцы, туффитовые сланцы, тонкозернистые туфы; 3 — марганцевая формация; 4 — спилиты; 5 — известковистые сланцы, туффиты, доломиты, известняки; 6 — слоистые пестроцветные туфы; 7 — массивные туфы кварц-полевошпатовых порфиров; 8 — лаво- и туфобрекчии кварц-полевошпатовых порфиров; 9 — девонские сланцы и кварциты; 10 — массивные сульфидные руды; 11 — медистые штокверковые руды; 12 — сернистые штокверковые руды (а — густой штокверк, переходящий в массивную руду; б — штокверково-прожилковая минерализация)

хлоритом в них развивается серицит. Над массивными рудными телами в зоне шириной 2–5 см породы каолинизированы и импрегнированы сульфидами. Характерной особенностью является наличие в сланцах висячего бока прожилков, состоящих из кварца, карбоната хлорита и барита с вкрапленностью пирита и халькопирита. Подобные жилы наблюдаются и в лежащем боку рудных тел, а иногда — внутри массивных руд.

Месторождение Ля Царца, расположенное в 24 км к западу от Рио-Тинто, является вторым по величине месторождением Иберийского рудного пояса. Добыча руды на месторождении лишь немного отстает от Рио-Тинто, но ввиду низкого содержания меди последняя не извлекается. Месторождение включает несколько линзобразных рудных тел, крупнейшее из которых Ля Царца — Перунал длиной 2900 и мощностью около 100 м насчитывает 100 млн. т руды.

Рудные тела залегают в сходной с Рио-Тинто геологической обстановке вблизи контакта массивных туфов полевошпатовых порфиров и перекрывающих их сланцев (см. рис. 47, б). Месторождение расположено в 600 м к западу от экструживного центра Сьерра Бланка, вулканиты которого представлены пирокластической брекчией кварц-полевошпатовых порфиров, содержащей обломки до 20 см в поперечнике, погруженные в связующую массу из мелкозернистого пирокластического материала. В районе месторождения в верхних горизонтах пирокластической толщи, отмечаются прослои черных туффитов и сланцев мощностью до 10 м. Многочисленные останцы вмещающих пород внутри рудных тел представлены градационно-слоистыми тонкозернистыми туфами и туффитовыми сланцами. В верхней части рудообъемных сланцев присутствуют маломощные покровы амигдалоидных спилитов.

Рудные тела имеют широтную ориентировку и на 90% сложены мелкозернистым массивным пиритом, содержащим в среднем S 47 и Fe 42%. Кроме этого, в руде насчитывается Cu 0,7%, Zn 1,3, Pb 0,8%. Массивные руды характеризуются исключительной выдержанностью состава. В их подошве местами отмечены медистые штокверковые руды, содержащие (в %) S 25, Cu 0,8–3, Zn 1–3,5, Pb 0,1–1,0. Кристаллический кварц — преобладающий жильный минерал. Эти силикатные руды разрабатывались ранее на медь.

Третьим типом руд на месторождении являются бедные штокверковые руды, присутствующие повсеместно ниже массивных колчеданов и содержащие S 10–25 и Cu 0,1–0,5% (соотношение Cu/S здесь соответствует таковому в массивных рудах). Рудные штокверки имеют весьма широкое распространение. Латеральная протяженность их нередко превышает протяженность массивных рудных тел, вертикальное распространение не установлено.

Вмещающими породами для штокверковых руд являются силикатно-магниево-метасоматиты, сформировавшиеся при выносе щелочей. При этом альбит замещается кварцем как во вкрапленниках, так и в основной массе, превращенной в плотный кварц-хлоритовый агрегат.

На месторождении Тарсис, расположенном в 23 км к юго-западу от Ля Царца, также добываются серноколчеданные руды. Месторождение включает 16 рудных тел, содержащих от 50 тыс. т до 50 млн. т руды каждое. Все рудные тела пространственно связаны с центрами кислого вулканизма, группирующимися в три субширотные линии. Самое северное из них, рудное тело Лагуназо, расположено в 6 км к северо-западу от дер. Тарсис и разрабатывалось ранее с целью добычи меди.

Рудное тело приурочено к экструживному центру Лагуназо, представляющему собой узкий конус, сложенный лавовыми брекчиями, переходящими на расстоянии менее 100 м в туфы кварц-полевошпатовых порфиров, резко сменяющиеся в южном направлении тонкозернистыми туффитами. Туфы Лагуназо перекрываются марганцевой формацией, предельной пурпурно-красными, местами туффитовыми сланцами и неравномерно распределенными линзами железистых красных яшм. Черные сланцы с прослоями туффитов, залегающие выше марганцевой формации, вверх по разрезу переходят в песчаные сланцы кульма. Никаких проявлений основного вулканизма в районе месторождений не обнаружено. В структурном отношении территория месторождения характеризуется изоклиральными запрокинутыми складками, осложненными надвигами, которые уже в 100 м к югу сменяются пологими брахиформными структурами (см. рис. 47, в).

Рудное тело протяженностью около 600 м имеет широтное простирание и содержит многочисленные прослои черных сланцев, туффитов и стратифицированных тонкозер-

нистых литокристаллотуфов; последние являются основными рудовмещающими породами и принадлежат к верхней части туфовой толщи.

К центральной полосе вулканических центров приурочено пять рудных тел Северного Тарсиса, содержащих в сумме 110 млн. т массивных сульфидов. Развитие вулканизма этой полосы происходило в три этапа, разделенные длительными перерывами, в течение которых накапливались сланцевые толщи и отложения марганцевой формации. Первые два этапа характеризуются подводным типом вулканизма, на последнем этапе накапливались наземные пирокластические толщи. Все рудные тела связаны с первым этапом кремнекислого вулканизма, после завершения которого происходило излияние нескольких потоков спилитовых лав. Незначительная сульфидная минерализация, не имеющая промышленного значения, известна также в связи со вторым этапом (см. рис. 47,2). Последней субэпизодической стадии кремнекислого вулканизма не соответствуют ни сульфидная, ни марганцевая минерализации.

Все рудные тела Северного Тарсиса имеют пластовую или линзообразную форму, за исключением "Северной жилы", смятой в синклиналию складку. Здесь развиты два типа рудных структур: хорошо стратифицированные руды с часто встречающимися осадочными структурами, с прослоями туфов и сланцев в руде и массивные тонкозернистые руды с весьма слабым проявлением осадочных структур. Первые содержат S 35—40 и Pb и Zn более 3% (в сумме), жильные минералы в них представлены железистыми карбонатами, реже силикатами. Массивные руды являются высокосернистыми (S до 49%) и содержат значительно меньше цветных металлов. Содержание железа сохраняется в обоих типах руд на одном уровне: 42—45%. В центральных частях месторождений оба типа руд часто постепенно переходят друг в друга, но на флангах они имеют тенденцию отделяться друг от друга вмещающими породами. Таким образом, крупные рудные аккумуляции являются многослойными линзами, сформированными неоднократным притоком рудного вещества в район седиментации.

Месторождение Луцалло — самое западное из ныне разрабатываемых месторождений пиритового пояса. В 12 км к северо-западу от него находится крупная заброшенная ныне шахта Кавейра, отмечающая самое крайнее месторождение португальской части пояса. С севера, востока и юга рудное поле Луцалло-Кавейра ограничено третичным бассейном. На юго-западе рудоносный комплекс перекрыт кульмом (см. рис. 47,3). Общая геологическая структура определяется северо-западным простиранием сланцево-кварцитовых отложений девона, формирующих антиклиналь Луцалло. Северо-восточный фланг антиклинали занят обширным экстрезивным полем, внутри которого оконтуриваются четыре отдельных вулканических центра, образующие конусообразные скопления грубообломочных туфов кварцевых порфиров мощностью до 350 м и более. Оба месторождения располагаются в непосредственной близости от вулканических центров.

На территории месторождения Луцалло вулканогенно-осадочный комплекс начинается среднерудными туфами кварцевых порфиров, которые вверх по разрезу и в южном направлении постепенно переходят в более туффитовые фации с линзами тонкозернистых туфов и прослоями известковистых сланцев, содержащих линзы криноидных доломитов. Основные вулканы, представленные спилитовыми лавами и в меньшей степени туфами, перекрывают вулканогенно-осадочный комплекс и рудные тела. Наибольшим распространением они пользуются к юго-западу от шахты Луцалло.

На месторождении разрабатывается 18 рудных тел, содержащих от 100 тыс. т до 3 млн. т руды. Они формируют узкую, сильно вытянутую синклиналию складку (см. рис. 47,3), протягивающуюся на 1,5 км и разведанную до глубины 460 м. Все рудные тела имеют одинаковый минеральный состав, хотя и несколько переменные соотношения главных породообразующих минералов, пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и жильных. Валовая рудная проба содержит (в %) S 45, Fe 39, Cu 0,7, Pb 0,8, Zn 1,4. Массивные руды содержат безрудные прослои туфов, сланцев, кремнистых пород и сами имеют слоистую структуру, проявляющуюся в чередовании тонкозернистых руд с более крупнозернистыми разностями. В рудах отмечена также градиционная слоистость. Г. Штраус и Дж. Мадель [345] указывают на присутствие в рудах косой и диагональной слоистости, структур размыва и выполнения впадин, оползневых брекчий. В стороне от массивных пиритовых руд имеются вкрапленные медные руды, заключенные в хлоритизированных породах, подстилающих рудоносный вулканогенно-осадочный комплекс. Главными минералами являются пирит, пирротин, кварц, халькопирит, галенит и

сфалерит. Приблизительный состав руд (в %): S 25, Cu 0,7, Zn 0,6, Pb 0,1. Вкрапленные руды считаются эпигенетическими [345].

Самое крупное колчеданное месторождение Португалии Алжуштрел расположено с юго-восточной стороны третичного бассейна (см. рис. 43). Оно объединяет четыре рудные залежи, две из которых содержат 50 и 18 млн. т руды [92].

Все описанные месторождения Иберийского рудного пояса характеризуются исключительно четкими признаками генетического единства. Все они приурочены к одному стратиграфическому уровню так называемой промежуточной серии туфогенно-осадочных пород, накопившихся между двумя толщами кремнекислых вулканитов в период временного затухания активной вулканической деятельности. Все рудные залежи тесно ассоциируют с железистыми яшмоидами и другими кремнистыми осадками так называемой марганцевой формации, формирование которых обычно связывается с деятельностью поствулканических фумарол и горячих источников. Все рудные тела имеют пласто- или линзообразную форму, в большей или меньшей степени измененную последующими деформациями, и многие из них имеют в подошве штокверковую зону или трубообразные подводящие каналы. Все месторождения характеризуются весьма сходной минералогией и близкими текстурно-структурными особенностями руд. Отсутствие значительных интрузивных проявлений, интенсивных тектонических движений и метаморфизма обеспечили хорошую сохранность первичных генетических признаков и прежде всего синседиментационных структур внутри рудных залежей, благодаря чему Иберийский рудный пояс является классическим примером тесной связи гидротермально-осадочного колчеданообразования с вулканической деятельностью.

Известково-щелочной состав рудоносных вулканитов, характер подстилающих их отложений (кварциты, конгломераты, известняки) свидетельствуют о заложении их на коре континентального типа. Характер оруденения и состав руд указывают на принадлежность месторождений Иберийского пиритового пояса к подсемейству куроко.

Глава 7

ФРАНЦИЯ

На территории Франции не известны крупные месторождения колчеданных руд. В основном это мелкие месторождения и рудопроявления. Небольшие размеры и низкое содержание металлов объясняют слабый интерес исследователей к этому классу месторождений и, естественно, отсутствие значительных работ на данную тему.

Изложенные в настоящей статье сведения базируются на некоторых фрагментарных данных, почерпнутых из работ Л. Де Лоней [250], П. Лаффита [243], П. Рутье [308, 311], Д. Бардэна [128], Ж. Буладона, П. Пико [137] и небольшого объема личных наблюдений.

Согласно П. Лаффиту [243], на территории Франции выделяются колчеданные месторождения, связанные с раннегерцинским вулканизмом (Сан-Бель, Кесси) и раннеальпийским вулканизмом (Сан-Марсель, Франгон, Веззони, Сан-Веран).

РАННЕГЕРЦИНСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее крупным месторождением, ассоциирующим с раннегерцинским вулканизмом, является Сан-Бель, расположенное в 16 км к западу от г. Лион и приуроченное к восточной окраине Центрального массива Франции. В настоящее время месторождение находится в стадии отработки. Первое описание его было сделано Л. Де Лонеем в начале века [250]. Согласно Д. Бардэну [128], месторождение залегает в вулканогенно-осадочных морских отложениях бревенской серии, возраст которой ориентировочно определяется как девон-динантский (D-C₁?). В районе Сан-Бель данная серия разделяется на четыре формации (снизу вверх по разрезу): 1) формация метаграувакков "Арбресль"; 2) формация стратифицированных ультраосновных пород "Флорье"; 3) сланцевая формация "Сант-Антуан", включающая тела поздних субвулканических натриевых кератофиров; 4) вулканогенная формация "Роше", состоящая из спилитов и калиево-натриевых кварцевых кератофиров. Рудные тела представлены плоскими

линзами размером десятки, сотни метров, залегающими согласно с напластованием вмещающих пород, которые здесь ориентированы в северо-восточном направлении и имеют крутое, близвертикальное падение. Большинство линз сложено почти мономинеральным пиритом; в некоторых линзах пирит раздроблен и сцементирован кварцем, халькопиритом и сфалеритом. Рудные тела локализованы главным образом в белых серицитовых сланцах сланцевой формации и частично в вышележащей вулканогенной формации. В тесной ассоциации с пиритовыми линзами фиксируются пласты и линзы полосчатых кварцитов с альбитом и серицитом либо с альбитом и хлоритом. Предполагается эксгальционное происхождение этих кварцитов. Оруденение пространственно и генетически связано с очагами кислого вулканизма, и Д. Барден [128] считает его эксгальционно-осадочным.

РАННЕАЛЬПИЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Раннеальпийские колчеданные месторождения пространственно приурочены к поясу основных пород мезозойского возраста, простирающемуся в субширотном направлении вдоль Северного Средиземноморья. Породы, слагающие пояс, представлены стратифицированным комплексом, как правило, сильно дислоцированным и метаморфизованным. Обычно четко выделяются две части комплекса: нижняя интрузивная — перидотит-габбро-диабазовая и верхняя — вулканогенно-осадочная (спилиты, туфы основного состава, туффиты), которую венчают пласты яшмоидов с радиолариями [308].

Ж. Буладон и П. Пико [137], изучавшие медную минерализацию во французском секторе отмеченного пояса, выделяют здесь два типа вулканогенно-осадочных пластовых колчеданных залежей: 1) залегающие в пазинитах, 2) приуроченные к горизонтам рибекитовых и эгириновых кварцитов.

Стратиформные колчеданные залежи, залегающие в пазинитах, широко распространены в Альпах (Олломонт, Сан-Марсель, Аляна) и на Корсике (Франгон, Ербажолло). Под термином "пазинит" здесь понимают сильно метаморфизованные туфы и лавы основного состава (они изменены до фации зеленых сланцев). Довольно часто в них фиксируются горизонты амфиболитов с эпидотом и альбитом. Как правило, рудные тела представлены плоскими линзами и пластами сплошных колчеданов мощностью 0,1—2,0 м, простирающимися на 50—150 м. Отмечаются несколько минерализованных горизонтов. Помимо микрозернистых агрегатов пирита (размер зерен 0,1—0,5 мм), в рудных телах фиксируется халькопирит (содержание Cu в руде до 0,7%) и сфалерит (Zn 0,1%). Редко встречается борнит. Все известные месторождения, принадлежащие к данному типу, являются мелкими, и из них добыто всего несколько тысяч тонн колчеданной руды. Генезис руд почти единодушно французскими геологами признается как вулканогенно-осадочный.

Это обосновывается четким стратиграфическим контролем минерализации, тесной пространственной связью с основным вулканизмом (предороженным) и интенсивным пострудным динамометаморфизмом альпийского времени.

Медноколчеданные залежи, ассоциирующие с рибекитовыми и эгириновыми кварцитами, также хорошо развиты во Французских Альпах (Сан-Веран) и на Корсике (Веззони, Носета). Как правило, они тесно связаны с рибекитовыми и эгириновыми кварцитами, представляющими собой, согласно Ж. Буладон и П. Пико [137], хемогенные образования эксгальционного происхождения. Это подтверждается пластовой формой пород, согласной с напластованием кварцитовых тел, и постепенными переходами на флангах в хлоритовые кварциты и чиполино (итальянская разновидность зеленого мрамора глазковой структуры). Кроме того, рибекитовые кварциты часто переслаиваются с осадочными и вулканогенно-осадочными породами.

Наиболее известным месторождением этого типа является Веззони (Центральная Корсика), из которого добыто 6000 т руды с содержанием Cu около 10%. Согласно П. Рутье и Ж.-П. Блох, район месторождения сложен сильно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами и интрузиями ультраосновного состава мезозойского возраста (J_3 ?), прорванными интрузией альпийских гранитоидов (рис. 48).

Весь ансамбль пород района, включая и альпийские гранитоиды, превращенные в гранито-гнейсы, был подвергнут интенсивному метаморфизму в течение альпийского тектогенеза, сформировавшего современную геологическую структуру, и значительно преобразовавшего первичный облик пород. В настоящее время среди мезозойских

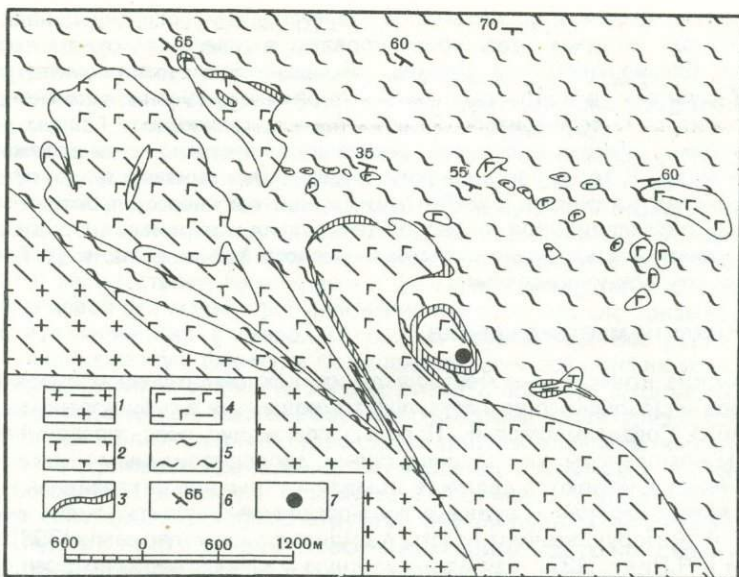


Рис. 48. Геологическая карта района Веззони [338]

1 — альпийские гнейсовидные граниты, мезозойские образования; 2 — серпентиниты; 3 — радиоляриты; 4 — диабазы, спилиты, туфы и туффиты основного состава; 5 — карбонатные серицитовые сланцы; 6 — элементы залегания; 7 — месторождение Веззони

образований четко выделяются: 1) массивы серпентинитов, 2) рассланцованные, вплоть до зеленых сланцев, эффузивы (спилиты, диабазы) и их туфы и туффиты с четко индивидуализированными пластами радиоляритов, 3) комплекс карбонатных серицитовых сланцев.

Месторождение приурочено к вулканогенно-осадочной толще (рис. 49). Породы интенсивно дислоцированы и имеют крутое вертикальное падение. В толще лав, туфов и туффитов основного состава согласно залегают линзы колчеданной руды, прослеженные горными выработками по простиранию на 100 и по падению на 40 м. Мощность варьирует от 1,0 до 1,5 м.

Руды представлены главным образом пиритом и халькопиритом, меньше сфалерита, редок пирротин и спорадически встречается магнетит.

Проведенное нами предварительное микроскопическое изучение нескольких образцов колчеданных руд основной линзы показало, что главными минералами в них являются пирит (60–65%), кварц (25–30%), халькопирит (10–15%). Второстепенные минералы: сфалерит (до 1–3%), серицит и хлорит (1–2%). Пирит четко дифференцируется в аншлифах по формам выделений, их величине и соотношениям с другими минералами.

П и р и т - I образует ксеноморфные сплошные массы сложной конфигурации с коррозийными границами, замещается главным образом халькопиритом. На отдельных участках он обнаруживает метакolloидную структуру: местами видны круглые образования концентрически-зонального строения диаметром до 0,5 мм, внутреннее строение которых подчеркивается закономерным (концентрическим) расположением мелких включений, главным образом нерудных минералов; намечается по крайней мере три стадии метасоматического замещения пирита-I халькопиритом.

1. Начальная стадия — замещение метакolloидных округлых глобулей по периферии и по внутренним концентрическим зонам с одновременным развитием халькопирита по секущим эти глобулы единичным трещинам.

2. Средняя стадия — пиритная масса приобретает неправильные очертания по сравнению с начальными округлыми глобулями за счет неравномерной скорости метасоматического замещения в периферических участках.

3. Поздняя стадия — в массе халькопирита фиксируются отдельные неправильной формы с коррозийными границами мельчайшие "островки" пирита.

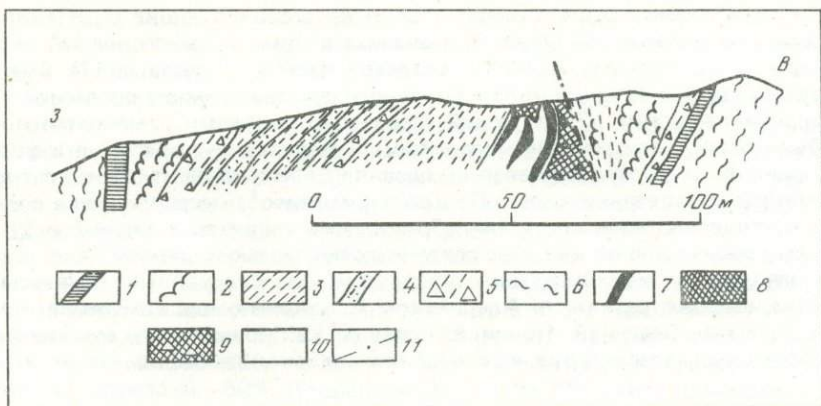


Рис. 49. Схематический геологический разрез через месторождение Веззони [310] с изменениями автора

1 — радиолариты; 2 — пиллоу-лавы деформированные, в разной степени рассланцованные; 3 — зеленые сланцы; 4 — массивные зеленокаменные породы, интенсивно хлоритизированные с точечной эпидотизацией и прожилками кварца; 5 — брекчированные зеленые сланцы; 6 — карбонатные серицитовые сланцы; 7 — сплошные колчеданные руды; 8 — зона дробления, осветленная, с лимонитом; 9 — железная шляпа; 10 — обеленные породы; 11 — разлом

П и р и т - II образует идиоморфные кубические кристаллы размером до 0,2–0,3 мм в поперечнике. Этот пирит может быть или в виде изолированных монокристаллов в массе халькопирита и кварца, или по периферии сплошных масс, выполненных главным образом пиритом-I.

Соотношение с халькопиритом нейтральное, случаев коррозионного замещения не отмечается. На отдельных участках халькопирит выполняет субпараллельные секущие трещинки в пирите (в том числе и в хорошо оформленных кристаллах).

Х а л ь к о п и р и т образует ксеноморфные сплошные выделения неправильной изометричной формы размером до 2 мм или прожилки протяженностью в несколько миллиметров при мощности до 0,2–0,3 мм. В обоих случаях наблюдаются коррозионные границы замещения пирита-I. Сфалерит образует мелкие (до 0,1 мм) изометричные включения с неровными (но не коррозионными!) границами в халькопирите. В единичных случаях правильные (игольчатые и клиновидные) включения сфалерита размером в сотые доли миллиметра фиксируются в крупных изометричных кристаллах пирита -II. Среди нерудных минералов главным образом развит кварц и в резко подчиненном количестве — серицит. Кварц совместно с пиритом-I образует базис руды. Соотношения между ними неясные (взаимные границы). Возможно, образование этих минералов произошло совместно.

Можно наметить следующую последовательность минералообразования.

1. Близодновременное образование пирита-I и кварца: пирит, вероятно, образовался из коллоидных растворов. Раскristаллизация коллоидов. 2. Более поздние гидротермальные растворы, несущие в своем составе медь и (очень мало) цинк, взаимодействуют с пиритом-I! Метасоматическое замещение последнего образующимся халькопиритом, выделение небольших количеств сфалерита, переотложение пирита в виде хорошо оформленных метакристаллов.

Описанное месторождение также относится к вулканогенно-осадочному типу залежей. Это обосновывается согласным залеганием рудных тел в вулканогенно-осадочной серии и тесной ассоциацией с вулканогенными породами.

Колчеданные месторождения Франции разделяются на две основные группы: раннегерцинские и раннеальпийские.

Раннегерцинские месторождения тесно ассоциируют со спилито-кератофировой формацией, пространственно и генетически связаны с лавовыми и субвулканическими фациями кварцевых кератофиров. Генезис их вулканогенно-осадочный. Наиболее близкими к ним по генетическому типу являются Уральские колчеданные месторождения.

Раннеальпийские месторождения, в отличие от раннегерцинских, пространственно и генетически связаны с основным вулканизмом. Среди них выделяются два подтипа:

а) месторождения, залегающие в пазинитах, и б) ассоциирующие с рибекитовыми и эгириновыми кварцитами. На основании анализа данных по месторождению Веззони, относящемуся к последнему подтипу, устанавливается следующее: 1) рудные тела локализованы в вулканогенной толще основного состава и имеют согласное залегание с вмещающими породами; 2) в тесной ассоциации с рудами отмечаются небольшие линзы рибекитовых и эгириновых кварцитов; 3) намечается две стадии в формировании руд: ранняя — пирит-кварцевая и поздняя — халькопирит-сфалерит-пиритовая; 4) слабо метаморфизованные руды. По нашему мнению¹, месторождение полигенное: 1) вулканогенно-осадочным способом образовались пиритовые залежи и 2) в более позднее время произошло обогащение первичных руд медью и цинком.

Медноколчеданные месторождения, ассоциирующие с основным раннеальпийским вулканизмом, широко развиты в Альпийском Средиземноморском поясе и известны в Испании, Франции, Северной Италии, Югославии. Как правило, это мелкие месторождения с небольшими запасами руд, но с высоким содержанием меди.

Глава 8

ФЕДЕРАТИВНАЯ РЕСПУБЛИКА ГЕРМАНИИ И ГЕРМАНСКАЯ ДЕМОКРАТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА

Наиболее известные колчеданные месторождения приурочены к двум крупным структурам раннегерцинской сланцевой зоны Центрально-Европейских варисцид: поднятию Гарц и Рейнским сланцевым горам. Обе структуры, разделенные обширной Гесенской впадиной, выполненной отложениями постварисского чехла [61], являются, по данным Г. Штилле [109], частями одной складчатой ветви. Они характеризуются широким развитием отложений всех отделов девонской системы, представленных терригенными и карбонатными фациями и проявлениями геосинклинального магматизма в раннем и среднем девоне.

Гарц находится у южной границы Северо-Германской низменности. Это полугорстовое поднятие восток—юго-восточного простирания длиной 90 и шириной около 30 км. На севере оно ограничено разломом, на юге постепенно погружается под мезозойские отложения. С северо-запада на юго-восток Гарц подразделяется на три части: Верхний, Средний и Нижний Гарц [169].

Месторождение Раммельсберг находится в Верхнем Гарце у г. Гослар (ФРГ). Несмотря на более чем 1000-летнюю историю эксплуатации, оно до сих пор остается крупнейшим поставщиком полиметаллов в ФРГ, на долю которого приходится 4,5% добываемого в ФРГ Pb и 4,2% Zn [6]. В Раммельсберге на площади около 0,3 км² сконцентрировано более 2 млн. т Pb, 4,3 млн. т Zn, 220 т Cu и 3650 т Ag. Такая концентрация цветных металлов — единственная в Европе и одна из редчайших в мире. Общие запасы месторождения насчитывают около 26 млн. т сульфидной руды, из которых 22 млн. т содержат Zn 17—21%, Pb 8—12, Cu 1—3%, Ag 100—200 и Au 0,5—1 г/т. Остальные руды считаются убогими и содержат в два раза меньше цветных металлов. В настоящее время отработано около 17 млн. т богатых руд. Оставшихся запасов при современном уровне добычи (около 1,1 тыс. т руды в сутки) хватит еще на 30 лет. Помимо перечисленных металлов, на месторождении добываются барит, сурьма, кобальт, никель, кадмий, индий, таллий, ртуть, висмут.

Месторождение Раммельсберг расположено в Девонской антиклинали Верхнего Гарца, сложенной всеми тремя отделами девонской системы, смятыми в сложные складки северо-восточного простирания. Крутизна складок увеличивается с северо-запада на юго-восток, где складки приобретают опрокинутое залегание. Месторождение приурочено к одной из опрокинутых синклинальных складок. В районе месторождения девонские отложения мощностью более 1,5 км представлены кварцитовидными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков. Наибольший интерес представляют отложения среднего девона, объединенные под названием "виссенбахских шиферов". Это глинистые и песчаные сланцы с прослоями песчаников и из-

¹ Раздел написан в 1972 г.

вестняков. Общая мощность их превышает 1 км и увеличивается с юго-запада на северо-восток. Виссенбахские сланцы подстилаются кварцитовидными песчаниками нижнего девона и перекрываются известняками и пестрыми сланцами верхнего девона, выше которых залегают кремнистые и глинистые сланцы и граувакки кульма. Девонские отложения и особенно виссенбахские шиферы содержат многочисленные прослои туфов. В районе месторождения насчитывается 24 туфовых прослоя, хорошо выдерживающихся в разрезе [113], количество туфового материала увеличивается от нижнего девона к средней части виссенбахских шиферов, включающей рудный горизонт. Здесь мощность туфовых прослоев достигает местами 1 м. Химический состав туфов также закономерно изменяется в зависимости от положения в разрезе. Так, содержание K_2O в туфовых прослоях сверху вниз возрастает от 5 до 8% (в рудном горизонте количество этого окисла снижается до 5–6%), содержание Na_2O возрастает от 0,1% в нижнем девоне до 0,5% в рудном горизонте; содержание SiO_2 достигает максимальных значений (60–65%) в нижнем девоне и в рудном горизонте, составляя в других частях разреза 40–50%. По данным Э. Краутэ [91], месторождение приурочено к участку сопряжения антиклинального поднятия и госларского прогиба, в пределах которого виссенбахские шиферы характеризуются непостоянством фаций и мощностей.

Рудный горизонт, приуроченный к средней части виссенбахских шиферов, представлен темными глинистыми сланцами, содержащими характерный маркирующий элемент — двойной пласт туфов, позволяющий выделять рудоносный горизонт за пределами месторождения. Мощность рудного горизонта 25–30 м, в пределах месторождения она возрастает в северо-восточном направлении.

Рудная синклираль опрокинута в северо-западном направлении, крылья ее падают на юго-восток под углами 40–60°, а ось полого погружается к северо-востоку. Большая часть руд заключена в двух залежах, кулисообразно располагающихся в опрокинутом крыле синклинали: Старой и Новой. Старая залежь, в настоящее время почти отработанная, обнажалась на поверхности на протяжении около 600 м. Длина ее по падению составляла 320 при мощности около 15 м. Новая залежь, обнаруженная лишь в середине прошлого века, начинается на 30–90 м ниже дневной поверхности и прослеживается до глубины 420 м (12 горизонт). Максимальной ширины (600 м) она достигает на уровне 7–9 горизонта. Мощность ее около 15 м. В результате тектонических движений рудные залежи местами смяты в мелкие изоклинальные складки и мощность их удваивается и утраивается, достигая 40–50 м. Оба рудных тела залегают согласно с вмещающими породами и подверглись тектоническим деформациям вместе с ними, однако вследствие различной компетенции руды и вмещающих сланцев местами происходило "соскальзывание" либо "отжимание" руды, что обусловило локальные несогласия. Фланги залежей частично ограничены тектоническими нарушениями, но в основном имеют естественные выклинивания. Старая залежь имела зону цементации, расположенную под зоной окисления на глубине 30–40 м. По горизонтали и вертикали массивные залежи постепенно сменяются ленточными рудами, где прослои руды чередуются с прослоями сланцев, которые в свою очередь постепенно переходят в безрудную породу. Помимо массивных рудных залежей, на месторождении присутствует небольшое тело тонко распыленного в породе галенита, которое своей западной границей соприкасается со Старой залежью, а на востоке уходит под Новую залежь. Кроме того, в кровле Новой и в подошве Старой залежи встречаются и другие небольшие рудные линзы [193].

Массивные рудные залежи состоят из плотной очень тонкозернистой руды, сложенной сфалеритом, пиритом, галенитом, халькопиритом, марказитом, пирротином и магнетитом. Из второстепенных рудных минералов отмечены борнит, буланжерит, джемсонит, висмутин, полибазит, гематит, линнеит, гудмундит, молибденит, пираргирит, рутил, бурнонит, блеклая руда, самородные висмут и золото. Жильные представлены баритом, доломитом, кальцитом, кварцем, анкеритом, биотитом, мусковитом, хлоритом, альбитом и графитом. Все рудные минералы, за исключением пирита и марказита, образуют мозаику из мельчайших (до 2 мкм) зерен, слагающих очень маломощные, быстро выклинивающиеся слои. Пирит и марказит образуют круглые радиально-лучистые желваки и отдельные кристаллы до 1,5 см. Многочисленны также точечные скопления, названные Г. Шнейдерхеном [108] "оруденелыми бактериями". В полосчатых рудах часто отмечается микроскладчатость, изгибы и подвороты отдельных слоев, свидетельствующие о синседиментационных подвижках, однако вторичные структурные особен-

ности руд, явившиеся следствием воздействия давления, выражены ярче. При этом первоначально рыхлые агрегаты пирита приобретают сходные с хвостом кометы фигуры раздавливания, а твердые подвергаются будинажу. Галенит и сфалерит перекристаллизуются, образуя тонкозернистые кристаллические скопления. Лишь в тенях давления можно распознать исходные структуры — ритмичные, скорлуповатые, гроздевидно-почковидные как у пирита, так и у сфалерит-галенит-халькопиритовых руд. Трещины, особенно широко раскрывающиеся в пирите, заполняются более пластичными и подвижными сульфидами. Однако, по свидетельству П.Рамдора [75], такой перенос возможен лишь на незначительные расстояния.

По преобладанию того или иного минерала на месторождении Раммельсберг выделяются следующие сорта руд: пиритовая (серная), содержащая единицы процентов цветных сульфидов; пирит-халькопиритовая (медная), содержащая халькопирит до 35 и сфалерит 12—18%; сфалерит-пиритовая (коричневая), содержащая сфалерит до 48%; галенит-сфалеритовая (бурая), содержащая сфалерит до 50%, галенит до 17 и халькопирит до 11%; галенит-сфалерит-баритовая (серия), в состав которой входят барит до 50%, сфалерит 30 и галенит 12%. Различные сорта руд постепенно переходят друг в друга, однако в целом по месторождению как в Старой, так и в Новой залежи наблюдается четко выраженная зональность, характеризующаяся сменой снизу вверх по разрезу медной руды пиритовой, затем сфалеритовой, галенит-сфалеритовой, и, наконец, баритовой, или серой рудой. Наиболее богатые руды, содержащие менее 5% жильных минералов, также характерны для самых нижних горизонтов рудных залежей.

Околорудные изменения выражаются в присутствии так называемого книста в геологической подошве рудных залежей. Это плотная серо-черная порода с раковистым изломом, представляющая собой окремнелый глинистый сланец со слоями микроконкреционных стяжений сидерита и манган-сидерита [45]. Книст содержит до 68% SiO_2 и пронизан многочисленными прожилками кварца и барита, содержащими крупнозернистый пирит, сфалерит, галенит и халькопирит. Глинистые сланцы стратиграфически выше и ниже руды, а также на продолжении рудного горизонта за пределами месторождения содержат многочисленные конкреции пирита (рис. 50).

Изотопы серы из сульфидов месторождения Раммельсберг (см. рис. 50) были подвергнуты тщательному анализу. Исследовались все рудные тела и все типы руд. При этом было установлено [120], что $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов цветных металлов характеризуется узкими пределами колебаний, что совпадает с представлениями о магматогенном источнике серы в этих минералах. Кроме того, значение $\delta^{34}\text{S}$ для этих сульфидов закономерно возрастает от подошвы к кровле рудных залежей от +7 до +20‰. Такими же значениями $\delta^{34}\text{S}$ характеризуется сера около половины проанализированных пиритов из массивных сульфидных руд. Остальные пириты из рудных тел, также как и пириты конкреций из глинистых сланцев, показывают большой разброс изотопных отношений и значительное обогащение изотопом ^{32}S , что свидетельствует об их биогенной природе. Вся сера баритов характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$, близкими +23‰, что соответствует сере сульфатов среднедевонского моря. Таким образом, предполагается, что барит образовался при смешении морского сульфата и гидротерм, обогащенных ионами бария. Пирит имеет отчасти бактериальное происхождение, отчасти, как и сульфиды цветных металлов, был образован при гидротермальном привносе серы, причем вследствие большой подвижности иона ^{32}S отлагающиеся сульфиды обогащались им на первых стадиях рудообразования, а затем постепенно наступило обеднение этим ионом в результате истощения его источника либо изменения условий рудоотложения. Таким образом, изотопный анализ подтверждает сингенетичное происхождение руд Раммельсберга, которое подавляющим большинством исследователей связывается с той же фазой геосинклинального вулканизма, благодаря которой образовались многочисленные туфовые прослои в рудовмещающей толще.

Месторождение Айнхайт находится в Среднем Гарце, на территории ГДР, в 2 км к юго-западу от г. Эльбингероде. Многочисленные выходы гематитовых руд в районе разрабатывались, начиная с XIII в. На месторождении Айнхайт вначале также разрабатывалась железная руда из зоны окисления пиритового рудного тела. В 1870 г. одна из штолен вскрыла залежь массивного пирита, систематическая добыча которого началась в 1934 г. В настоящее время на месторождении добывается около 150 тыс. т пирита в год. Самая глубокая шахта достигает отметки 550 м.

Месторождение Айнхайт приурочено к Эльбингеродскому комплексу, занимающему

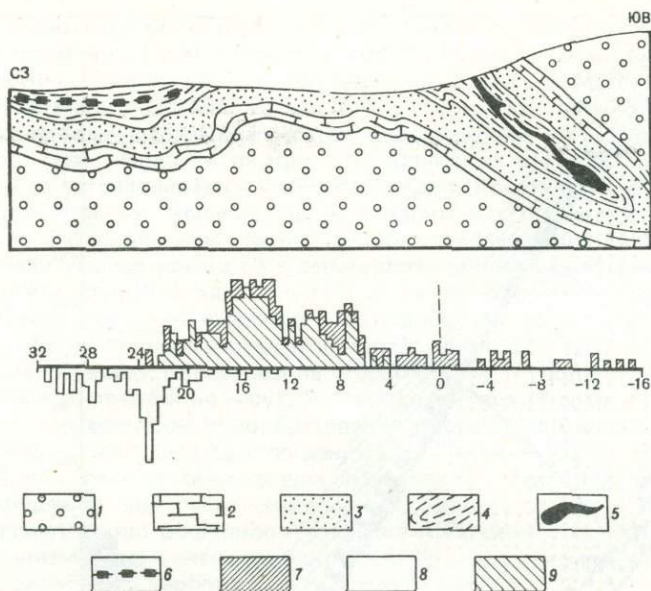


Рис. 50. Схематический геологический разрез и изотопный состав серы сульфидов месторождения Раммельсберг [86, 23]

1 — нижнедевонские кварциты и кварцитовидные песчаники; 2—4 — отложения среднего девона: 2 — известковистые глинистые сланцы; 3 — песчанистые глинистые сланцы, 4 — темные глинистые сланцы; 5 — колчеданные залежи (I — Старая, II — Новая); 6 — убогое сульфидное оруденение в глинистых сланцах; 7—9 — гистограммы изотопных соотношений серы: 7 — в пирите, 8 — в барите, 9 — в сульфидах цинка, свинца, меди

четко ограниченную область длиной 18 и шириной 4,5 км в центральной части Среднего Гарца. Эльбингеродский комплекс представляет собой зону развития кислых вулканитов, залегающих на виссенбахских сланцах и перекрытых стрингоцефаловыми известняками верхов среднего девона. В отличие от окружающих пород, смятых в интенсивные изоклинальные складки, породы комплекса претерпели лишь незначительную складчатость в судетскую фазу и слабые горизонтальные и вертикальные подвижки в последующие фазы варисского орогенеза. Тектоническое строение его характеризуется наличием четырех субпараллельных антиклинальных поднятий, сложенных вулканитами и разделенных менее четко выраженными мульдами, выполненными известняками [55].

Месторождение Айнхайт располагается на юго-западном фланге наиболее крупной вулканогенной антиклинали, носящей название "Браунзумфское седло". В пределах этого "седла" вулканиты достигают мощности 600 м. Они представлены кератофирами и их туфами, местами постепенно переходящими друг в друга через разности туфов с "вихревыми" текстурами. Кератофиры, по данным г. Ланге [249], состоят из микропертита (47%), альбита (35%), кварца (9%), авгита, кальцита, апатита (3%) и рудных минералов (6%). Основные вулканиты в виде маломощных прослоев туфов диабазов залегают преимущественно в нижней части вулканогенного комплекса. Несколько массивных залежей серного колчедана мощностью 2—40 м приурочены к куполу и флангам крупного кератофирового конуса с крутым южным и пологим северным склоном. Висячем боку их залегают стрингоцефаловые известняки, состоящие из кораллов, строматолитов и желваковых водорослей, отлагавшиеся, по данным В. Рейхштейна [299], на глубине около 400 м. В основании известняков, непосредственно над колчеданными залежами, а иногда на их продолжении по простиранию присутствуют пиритсидеритовые, гематитовые и гематит-магнетитовые руды. Кроме того, в нижней части разреза известняков местами отмечаются залежи марганцевых руд. В пределах месторождения породы пересекаются тремя дайками энстатитовых порфиритов мощностью 1,15 и 30 м, внедрившихся, по-видимому, в пермское время, и дайкой гранит-порфиритов позднекаменноугольного возраста.

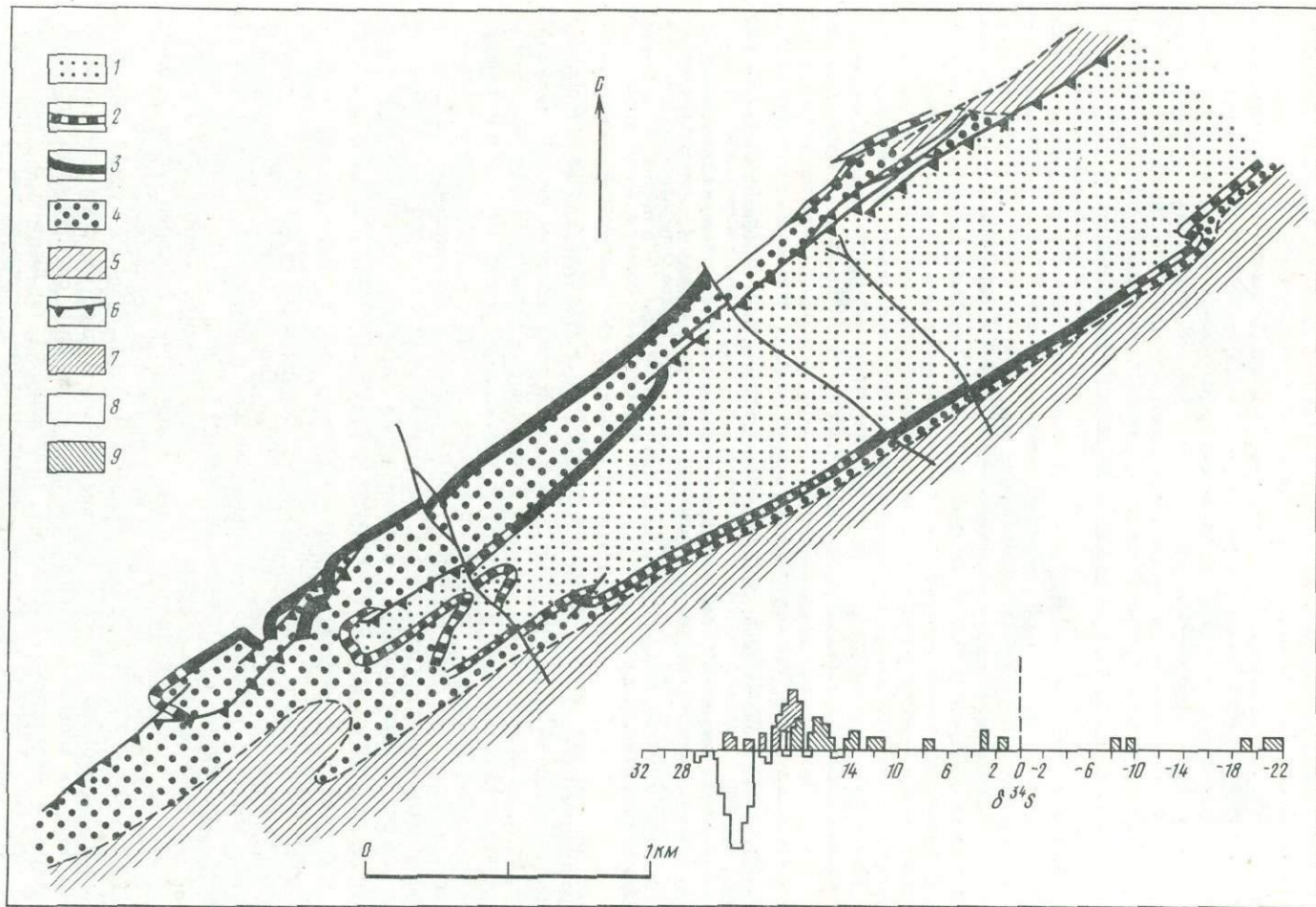


Рис. 51. Выход на дневную поверхность и изотопный состав серы сульфидов Маггенской залежи [23, 171]

1 — отложения верхнего девона; 2 — баритовая залежь; 3 — пирит-сфалеритовая залежь; 4 — сланцы Ленне; 5 — безрудные виссенбахские сланцы; 6 — надвиги; 7–9 — гистограммы изотопных соотношений серы: 7 — в пирите, 8 — в барите, 9 — в сульфидах цинка, свинца, меди

Помимо массивных залежей, пирит на месторождении Айнхайт образует многочисленные маломощные (до 1 дм) прожилки, гнезда, линзы, а также вкрапленники в кератофирах, особенно обильные в подошве массивных залежей. Массивные руды сложены пиритом (90%), они содержат железо (40–42%) и серу (44–45%). Пирит массивных залежей представлен плотным агрегатом неодинаковых по размерам, часто зональных кристаллов. При травлении внутри октаэдрических и пентагондодекаэдрических зерен пирита часто устанавливается кубическое ядро. Кристаллы размером 500 мкм и более обычно раздроблены. Величина зерен в пиритовых прожилках зависит от мощности последних, а вкрапленники пирита в кератофирах имеют диаметр 20–50 мкм. В качестве незначительных примесей в серноколчеданной руде встречаются выделения гематита, магнетита, браунита, халькопирита, сфалерита, сидерита, гидроокислов железа и хлорита. Околорудные изменения в кератофирах выражаются в развитии хлорита и серицита, образующего иногда оторочки вокруг пиритовых прожилков. Кроме того, отмечается неравномерное окварцевание кератофилов. Рудоперекрывающие известняки околорудных изменений не несут. Встреченные в них обломки гематитовой руды [70] указывают, что процессы рудообразования происходили до их отложения. *Изотопный состав серы пиритовых руд, по данным Г. Шефлера [321], колеблется от +30 до -30‰ $\delta^{34}\text{S}$, при резко преобладающих значениях от -2 до 13‰ $\delta^{34}\text{S}$.*

Рейнские сланцевые горы, расположенные к юго-западу от Гарца, по обоим берегам Рейна, представляют собой обширное и сложное построенное складчатое сооружение, испытывавшее в раннем девоне очень глубокое погружение с накоплением многокилометровых толщ терригенных и карбонатных отложений [91].

Месторождение Мегген находится в восточной части Рейнских сланцевых гор, в бассейне р. Ленне, к юго-востоку от Рура. Наряду с Раммельсбергом оно является крупнейшим цинковым резервуаром ФРГ. Кроме того, из него извлекается около 40% добываемого в стране серного колчедана, а добыча барита занимает первое место в Европе. Металлургические заводы в Меггене появились в начале XVIII в. До 1937 г. месторождение разрабатывалось как пиритовое, в настоящее время оно считается преимущественно цинковым. Общие запасы руды на месторождении составляют более 60 млн. т, из них 10 млн. т приходится на долю баритовых руд. В настоящее время отработано около половины всех запасов. Сульфидные руды содержат (в %) S 38–50, Fe 30–38, Zn 1,5–16, Pb до 0,5. Всего на месторождении насчитывается 3,5 млн. т Zn и около 250 тыс. т Pb. Ежегодная добыча составляет около 500 тыс. т сульфидных руд и 100–150 тыс. т барита.

Месторождение Мегген приурочено к синклинирию Зауэрланд, структура которого протягивается в пределы верхнего Гарца. Оно залегает в небольшой мульде северо-восточного простирания (рис. 51), осложняющей юго-восточное крыло крупной отрицательной структуры – двойной мульды Аттендорн-Эльспе. На флангах двойной мульды обнажаются нижнедевонские песчаники, конгломераты и глинистые сланцы, перемежающиеся с мощными (до 200–300 м) покровами кератофилов, а также глинистые и песчаные сланцы эйфеля с виссенбахскими шиферами в верхней части разреза. Крылья мульды Мегген сложены глинистыми и песчанистыми сланцами, песчаниками и известняками живета, которые подразделяются на нижние, средние и верхние стрингоцефаловые слои.

В ядре мульды Мегген обнажаются ленточные сланцы с прослоями песчаников и известняков верхнего девона. Меггенская мульда отделяется от двойной мульды Аттендорн-Эльспе небольшой антиклиналью (“воздушной складкой”), сложенной средними стрингоцефаловыми слоями, носящими название “сланцев Ленне”. В ядре мульды Аттендорн-Эльспе, являющейся наиболее глубоким погружением Рейнских сланцевых гор, выходят отложения нижнекаменноугольного возраста, представленные глинистыми сланцами с прослоями песчаников и конгломератов.

Все отложения подвергались складчатости в астурийскую фазу варисского орогенеза, между средним и поздним карбоном [109]. При этом породы были смяты в мелкие изоклинальные складки, простирание которых совпадает с простиранием крупных тектонических элементов и составляет $51,5^\circ$. Для южных бортов крупных синклиналей характерно наличие опрокинутой складчатости и надвигов, величина которых обычно не превышает 30–40 м. Все отложения отчетливо рассланцованы, направление сланцеватости совпадает с направлением осей складок, но может и слегка отклоняться от них. Разворот сланцеватости в надвигах свидетельствует о ее более ран-

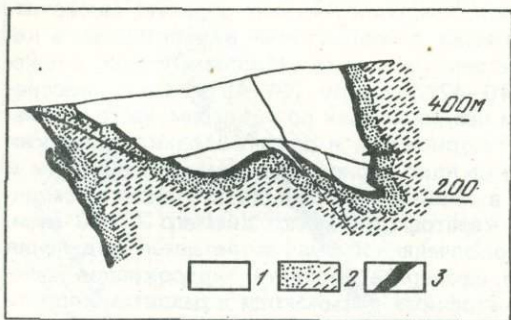


Рис. 52. Геологический разрез месторождения Мегген [66]

1 — сланцы верхнего девона; 2 — сланцы среднего девона; 3 — рудное тело

нем заложении. Разрывные нарушения имеют преимущественно север—северо-восточное и север—северо-западное направление.

Рудный горизонт стратиграфически сопоставляется с верхними стрингоцефаловыми слоями. Он подстилается песчаными сланцами Ленне с прослоями

кварц-слюдяных песчаников и известняков и перекрывается известняками висячего бока. Горизонт представлен песчанистыми и глинистыми сланцами с согласными залежами массивных сульфидов. В пределах месторождения он имеет мощность не более 6 м. Параллелизуемые с ним массельские известняки за пределами мульды Мегген имеют мощность более 500 м. Этот факт используется как доказательство того, что руда накапливалась в углублении крупного поднятия, фланги которого интенсивно погружались. О мелководных условиях накопления рудовмещающих толщ месторождения Мегген, по свидетельству г. Эренберга и других [171], дают представление также следующие факты: маломощные прослои базальных конгломератов в основании верхних стрингоцефаловых слоев, частые фациальные замещения внутри них, колебания мощности отдельных частей разреза.

Основные запасы руды месторождения сосредоточены в двух залежах: Старой, занимающей мульду Мегген, и Новой, приуроченной к юго-восточному, опрокинутому крылу мульды Эльспе. Предполагается, что соединяющая их часть рудного горизонта была эродирована в ядре "воздушной антиклинали". Рудные залежи исключительной стратиграфической выдержанности подверглись тем же тектоническим нарушениям, что и вмещающие породы. При этом надвиги северо-западного направления местами вызвали сдвигание рудного пласта (рис. 52). В современном залегании оруденение занимает площадь 2,5 x 5,5 км [45]. Мощность рудных залежей колеблется от 0,95 до 6,5 м, выклинивание их происходит под углами 2—5°. Восстановление первоначальной морфологии рудных тел показало, что накопление руды происходило в двух ваннообразных впадинах общей площадью около 15 км² [171]. По всему месторождению руда тонко переслаивается с глинистыми сланцами, что свидетельствует об ограниченном поступлении обломочного материала в бассейн рудоотложения.

Колчеданные руды состоят из пирита, марказита и мельниковита (72%), маложелезистого сфалерита (12%), галенита (1%), небольшого количества халькопирита и блеклой руды. Кроме того, они содержат незначительную примесь барита и около 14% пустой породы. Баритовые залежи на 93—96% состоят из барита, наиболее распространенной примесью в них является пирит.

Пирит образует сфероиды, конкреции, а также идиоморфные кристаллы и кристаллобласты со всеми ступенями постепенных переходов между этими структурными формами. Сфероиды имеют размеры от долей до нескольких десятков микрометров. Наиболее часты сфероиды размером 30—35 мкм, заметное преобладание их натолкнуло Г. Шнейдерхена [108] на мысль о наличии здесь оруденелых бактерий. Сфероиды имеют радиально-лучистую структуру и часто содержат ядро из глинистого материала. На поверхности сфероидов отмечаются выступающие кристаллы с трех- и четырехсторонними кристаллическими поверхностями. Конкреции пирита размером от 30 мкм до 6 см характеризуются шарообразной, дискообразной, овальной и почкообразной формой, радиально-лучистой или концентрически-скорлуповатой структурой. Идиоморфные кристаллы пирита размером 2—4 мкм имеют кубический габитус и образуют шарообразные скопления диаметром до 40 мкм. Кроме того, встречаются идиобласты пирита размером до 1 мм с включениями пиритных сфероидов, а также сфалерита и галенита. Мельниковит образует связующую массу сфероидов пирита, но иногда встречается в виде самостоятельных конкреций с глинистым материалом в ядре.

Марказит редок, как и пирит, он образует радиально-лучистые сфероиды. Сфалерит коричневого и светло-коричневого цвета содержит Fe 1,6 и Zn 62,14%. В слабо дефор-

мированных частях залежей образует выделения размером 0,1—0,3 мм, хорошо сохраняющие следы коллоидного минераллообразования. Сфалерит содержит включения идиоморфных кристаллов кварца и шариков пирита. Галенит размещается в виде пятен в яфалерите или вместе с ним в пирите. Изредка сохраняет первичные гелевые структуры. Кристаллы галенита имеют удлиненную форму. Характерно, что наряду с моносulfидными описываются и полисульфидные гелевые образования. Встречаются замещенные рудой эмбриональные микроформы пелеципод и фораминифер. Руды хорошо сохраняют текстуры подводных оползней, однако в значительной части они катаклазированы и перекристаллизованы. При этом перемещение вещества внутри руды происходит на расстояние от нескольких микрометров до 2 см [171].

Баритовые залежи сложены плотным темно-серым баритом, образующим сфероиды размером до 1 мм с радиально-лучистой структурой, либо перекристаллизованные агрегаты шестоватых зерен. Пирит в них встречается в виде идиоморфных кубиков и сфероидов диаметром до 3 см. В баритовых рудах присутствуют следы сингенетического оползания [45].

Наиболее характерной чертой месторождения Мегген является пространственное разделение колчеданных и баритовых залежей. При этом баритовые рудные тела занимают периферические части обеих сульфидных залежей, продолжая их в северо-восточном и юго-западном направлении (см. рис. 51). Интересно уменьшение мощности баритовой залежи до 0,95 м в зоне перекрытия ими колчеданных руд и увеличение ее до 4—5 м по направлению к краям. Распределение цинка внутри сульфидных залежей характеризуется наибольшими значениями для их центров, т.е. участков максимальной мощности, что коррелируется с возрастанием количества пустой породы к периферическим частям залежей. Вертикальная зональность характеризуется двухфазовым ритмом: увеличением содержания цинка в нижней и в верхней частях залежей, причем зависимости такого распределения цинка от наличия пустой породы не установлено. Содержание свинца находится в прямой зависимости от содержания в руде цинка. В Новой залежи содержание свинца несколько выше, чем в Старой.

Околорудные изменения на месторождении не описаны, указывается лишь на присутствие пологих конусообразных рудных тел в подошве основных рудных залежей. Эти небольшие рудные тела располагаются вдоль кольцеобразных трещин и сложены в основании толсто-ленточными, а сверху конкреционными рудами. В. Гвоздз и другие [191] указывают на то, что алевролит-глинистые слои в лежачем боку Меггенской залежи часто окремнены. Геохимические исследования этих авторов показали, что породы в непосредственном основании рудных залежей Меггена (как и Раммельсберга) характеризуются повышенными содержаниями Mn, Zn, Pb и пониженными CaCO_3 .

Несмотря на отсутствие вулканогенных образований в рудовмещающей толще месторождения Мегген большим исследованием предполагается, что рудоносные растворы были связаны с производными кератофиривого вулканизма раннего девона, широко проявленного в районе к югу от месторождения. С внедрением поствулканического плутона связывают не только поступление рудных эманаций, но и возникновение на границе раннего и среднего девона так называемой меггенской банки, способствовавшей значительному обмелению морского бассейна в районе месторождения. Далее, с просадкой кровли этого плутона связывается образование ваннообразных углублений, в которых происходило рудоотложение в конце среднего девона [171].

Отложение барита за пределами сульфидных залежей, а не над ними, как в Раммельсберге, связывают с более мелководными условиями, т.е. появлением редуцирующей области над колчеданными рудами к концу их накопления. Поскольку для образования сульфата бария необходима кислая среда, растворимые в воде соединения бария выносились в зону окисления, т.е. за пределы колчеданных залежей [285].

Изучение соотношения изотопов серы в сульфидах и барите месторождения Мегген (см. рис. 51) показало, что сера большинства сульфидов имеет незначительный разброс величины $\delta^{34}\text{S}$ в области положительных значений. Средние значения этого показателя для сфалерита $+16,4\text{‰}$, для галенита $+18\text{‰}$, для пирита $+19,8\text{‰}$. Величина $\delta^{34}\text{S}$ для серы баритов очень мало отклоняется от значения $+23,4\text{‰}$, т.е. соответствует сульфатам среднедевонского моря. На основании этого делается вывод, что рудные залежи месторождения образовались при ассимиляции гидротермальных растворов морских осадков, содержащих сульфат. При этом различные минералы ассимилировали

сульфатную серу в разной степени. Незначительное число сульфидов, вероятно, биогенного происхождения содержится внутри баритовой залежи, а также в разных горизонтах выше и ниже руды. Они характеризуются пониженными значениями величины $\delta^{34}\text{S}$ и большим разбросом их.

Все описанные колчеданные месторождения имеют довольно узкие возрастные рамки: от эйфеля (виссенбахские шиферы месторождения Раммельсберг) до живета (стрингоцефаловые слои месторождения Мегген). Эльбингеродский комплекс, включающий месторождение Айнхайт, занимает промежуточное стратиграфическое положение между виссенбахскими шиферами и стрингоцефаловыми слоями. Судя по составу продуктов магматизма, все месторождения формировались в зрелый этап развития геосинклинали, когда континентальная кора была уже в значительной мере сформирована.

Месторождения Раммельсберг и Мегген — типичные представители семейства стратиформных колчеданных месторождений. Различия между ними касаются в основном состава и экономической ценности руд. Месторождение Раммельсберг является уникальным по концентрации цветных металлов. При сравнительно небольшом объеме (26 млн. т руды) оно содержит 6,5 млн. т свинца и цинка, большое количество благородных металлов и богатейший набор редких и рассеянных элементов, образующих промышленные концентрации. Месторождение Мегген значительно более крупное (60 млн. т руды) и в то же время гораздо более убогое как по содержанию цветных металлов (3,8 млн. т свинца и цинка), так и по минеральному составу вообще. Подобные различия могут быть связаны как с составом питающих гидротерм, так и с относительным расстоянием до их источника. Если на месторождении Раммельсберг многочисленные туфовые прослои прямо указывают на близость центра извержения высококальциевых магм, то на месторождении Мегген связь рудообразования с вулканизмом является гипотетической, а вопрос о составе рудоносных магм остается открытым.

Месторождение Айнхайт следует отнести, по-видимому, к подсемейству куроко. Обеднение руд месторождения цветными металлами сближает его с месторождениями Иберийского пиритового пояса, часть из которых также разрабатывается на серный колчедан.

Глава 9

ЧЕХОСЛОВАКИЯ

Территория Чехословакии состоит из двух крупных тектонических единиц: Чешского (Богемского) массива на западе и складчатой системы Западных Карпат — на востоке (рис. 53). Чешский массив представляет собой сложнопостроенный горстообразный блок, в постепенной консолидации которого последовательно проявились все главные складчатости Средней Европы: доассинтская (молданубская), ассинтская (байкальская), каледонская, варисцийская и частично альпийская [33]. Все известные колчеданные месторождения Чешского массива, сгруппированные в рудном районе Есеник, приурочены к зоне герцинской консолидации.

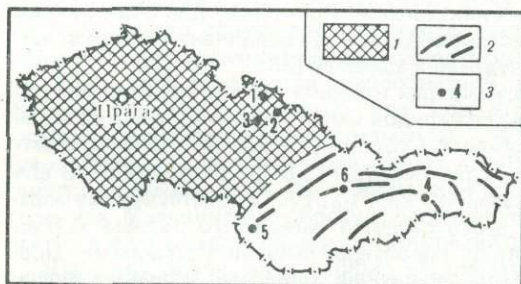


Рис. 53. Карта размещения колчеданных месторождений Чехословакии
1 — Чешский массив; 2 — Западные Карпаты; 3 — колчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 — Златы Горы; 2 — Горный Бенешов; 3 — Горное Место; 4 — Смольник; 5 — Малые Карпаты; 6 — Гельпа

РУДНЫЙ РАЙОН ЕСЕНИК

Рудный район находится в северо-восточной части Чешского массива, в пределах Восточных Судет. Эта территория, известная со средних веков по находкам золотых самородков весом более 1 кг, вновь привлекла к себе внимание в 1950 г., когда геологоразведочные работы на руды цветных металлов дали первые положительные результаты. В настоящее время Есеник — крупнейший рудный район ЧССР.

Месторождения, представленные согласными линзовидными телами, залегают в серии Врбно среднедевонского возраста, состоящей из кварцитов, эпизонально метаморфизованных основных вулканитов и кератофиров переменной мощности, известняков, радиоляритов, битуминозных сланцев.

Сланцы серии Врбно, содержащие многочисленные железорудные проявления типа Лан-Диль в пределах рудного поля Есеник, слагают две субпараллельные полосы север—северо-восточного простирания. К западной полосе приурочены колчеданные месторождения Златы Горы и Горное Место, к восточной — Горный Бенешов (рис. 54).

Месторождение **Златы Горы** — самое крупное в Есеницком рудном районе. В его окрестностях обнажаются кристаллические сланцы архея, возможно, силурийские образования, но преобладают складчатые толщи девона и карбона. Рудовмещающие сланцы Врбно имеют здесь меридиональное простирание с постепенным отклонением к северо-западу и юго-востоку. Месторождение приурочено к осевой части и крыльям дугообразно выгнутой к юго-востоку антиклинальной складки, верхняя часть которой эродирована.

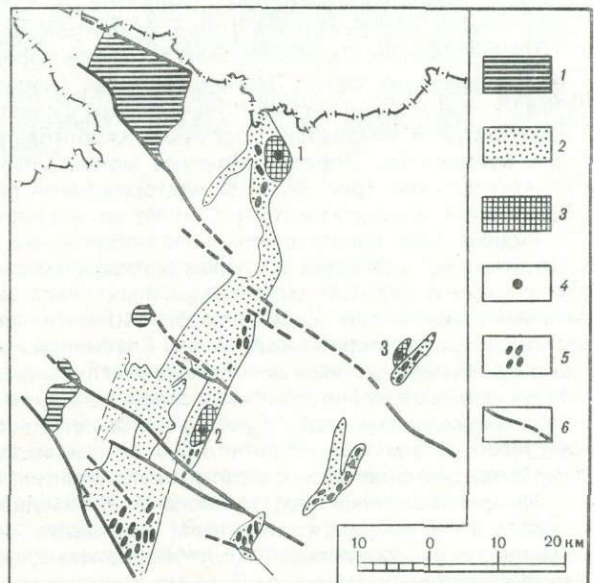
В районе месторождения Златы Горы, в основании серии Врбно, залегают кварциты, местами конгломераты или так называемые базальные филлиты, выше которых наблюдаются графитовые, серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы, являющиеся продуктами преобразования спилитов, кератофиров и их туфов. Наряду с ними встречаются песчаники, известняки, кремнистые и железистые сланцы. К северо-западу от месторождения породы прорваны абиссальным гранитным массивом — плутоном Зулова.

Сульфидные залежи имеют форму вытянутых линзовидных тел, согласных с вмещающими сланцами. Мощность и длина рудных тел подвержены сильным колебаниям. Преобладающие текстуры — полосчатые и вкрапленные. По данным Б. Фойта и Т. Круты [179], преобладающим рудным минералом является пирит, образующий зернистые агрегаты, реже идиоморфные кристаллы. Сфалерит — второй по распространенности сульфид — образует основную часть полосчатых агрегатов, содержит в среднем Fe 8,5 и Cd 0,35%. В ассоциации с ним встречаются галенит и халькопирит, в виде мелкозернистых агрегатов. Редкими минералами считаются теннантит и арсенопирит, встречается самородное золото. Барит образует самостоятельные залежи. Для месторождения характерно наличие мощной зоны окисления, в сложении которой принимают участие гетит, халькозин, куприт, малахит, самородная медь. Наиболее распространенными жильными минералами являются хлорит, серицит, мусковит, актинолит.

Другие колчеданные месторождения Есеницкого рудного

Рис. 54. Схематическая геологическая карта рудного района Есеник [178]

1 — гранитоиды; 2 — девонские кристаллические сланцы; 3 — рудные поля; 4 — колчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 — Златы Горы, 2 — Горное Место, 3 — Горный Бенешов; 5 — железорудные месторождения типа Лан-Диль; 6 — основные тектонические нарушения



района имеют сходное строение, но приурочены к участкам повышенной мощности порфиров (до 1,5 км) и залегают в основном среди продуктов их преобразования либо вблизи них. Они имеют выраженный полиметаллический уклон и содержат халькопирит только в качестве редких примесей. Все прочие различия месторождений Есеницкого рудного поля обусловлены степенью метаморфических преобразований вмещающих пород и руд, интенсивность которых возрастает с юго-востока к северо-западу от месторождения Горный Бенешов к месторождению Златы Горы. Так, на месторождении Горный Бенешов, где вмещающие породы претерпели лишь слабый эпизональный метаморфизм, пирит образует метаколлоидные агрегаты, реже криптозернистые до мелкозернистых скопления, структуры типа "серных бактерий". Здесь же встречаются метаколлоидные выделения сфалерита. На месторождении Горное Место рудовмещающие породы деформированы и перекристаллизованы в большей степени. Пирит здесь представлен тонкозернистыми сростаниями, реже фрамбоидальными агрегатами; сфалерит встречается только в кристаллической форме. Наибольшей перекристаллизации и деформации достигли рудовмещающие породы на месторождении Златы Горы. Здесь и пирит, и сфалерит встречаются только в кристаллическо-зернистой форме, часто образуют порфиробласты и гломеробласты [196]. Совпадение степени и характера метаморфизма рудовмещающих пород и руд в Есеницком рудном поле было отмечено Б. Фойтом еще в 1965 г. [178], на основании чего был сделан вывод о связи рудообразования с раннегеосинклинальным вулканизмом.

ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ

Альпийская складчатая область Западных Карпат представляет собой геосинклинальную систему, возникшую на месте ранее сформированной палеозойской складчатой области. В настоящее время доальпийские комплексы обнажаются в горных цепях, представляющих собой ядра антиклиналей [58]. Колчеданные месторождения Западных Карпат приурочены к следующим антиклинальным структурам: Спишско-Гемерскому антиклинорию, Малым Карпатам, Низким Татрам.

Месторождение **Смольник** находится в пределах важнейшей рудоносной области Словакии — Спишско-Гемерском рудогорье. Руды месторождения содержат S до 47%, Fe до 45, Cu 0,2—4 (иногда до 10%), Pb 0,3%, Ag 8 г/т [77]. Оно приурочено к Гельницкой серии кембро-силурийского возраста, в которой снизу вверх различают три комплекса: флишоидный со слабыми проявлениями кремнекислого вулканизма в верхней части; осадочно-вулканогенный, состоящий из филлитов, песчаников и кварцитов, чередующихся с мощными горизонтами эффузивов и пирокластов преимущественно кремнекислого состава; филлитовый, состоящий из сланцев и кристаллических известняков, чередующихся с продуктами подводных излияний базальтов.

Месторождение Смольник залегают среди пород верхнего комплекса, носящих название Бетлиарских слоев. Это порфиroidы, кварциты, кварц-серицитовые, серицитовые, графит-серицитовые и графитовые сланцы с пластами лидитов и карбонатов, долеритов, порфиритов и кварцевых порфиоров, хлоритовые сланцы по туфам и туффитам основных вулкаников. Породы образуют моноклиральную структуру с крутыми (до 70°) углами падения (рис. 55). На месторождении развиты многочисленные сбросы, наиболее значительные из которых имеют северо-восточное простирание [77].

Рудные тела представлены пластообразными линзами, согласными с вмещающими хлоритовыми сланцами по туфам и туффитам основного состава. Мощность рудоносного горизонта 80—150 м. На различных участках месторождения известно от трех до восьми рудных тел мощностью 0,1—40 м (в среднем 5 м), образующих рудоносную зону, протяженностью около 3 км. Глубина вскрытия рудных тел 360 м. Прожилково-вкрапленное оруденение прослежено до глубины 1000 м.

На месторождении различают следующие типы руд: массивные — в центральной части линз вкрапленных руд; халькопиритовые "пластовые жилы", длина которых может достигать 1 км при мощности 2,4 м; метаморфогенные и гидротермальные кварц-карбонат-сульфидные и сидеритовые прожилки [45].

Импрегнационные руды сложены преимущественно идиобластическими зернами пирита и небольшим количеством сульфидом меди, свинца и цинка. Массивные руды обычно тонкозернистые, полосчато-слоистые, иногда пористые, часто с реликтами метаколлоидных структур. Помимо пирита и марказита, в них встречается халькопирит

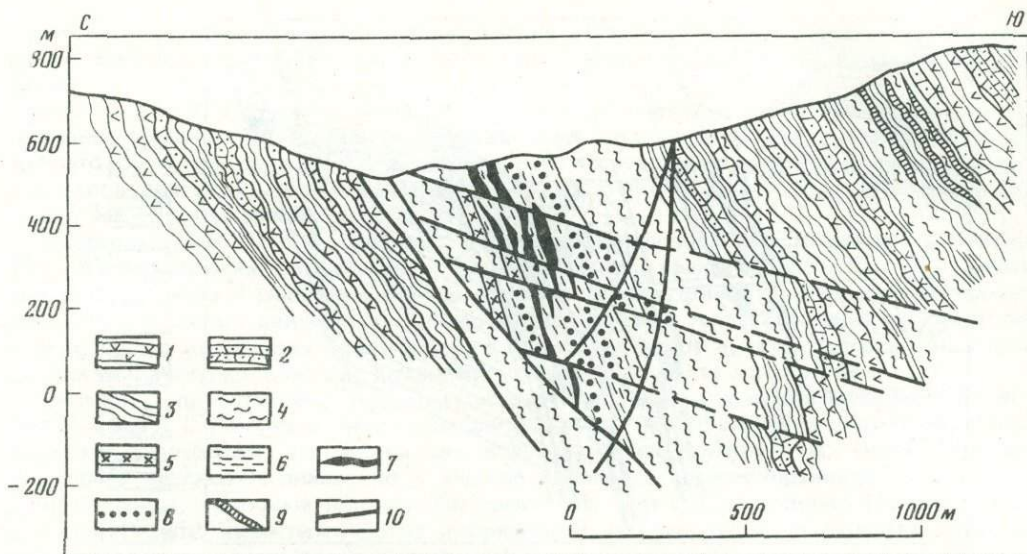


Рис. 55. Геологический разрез месторождения Смольник [77]

1 — порфириды; 2 — кварциты и кварц-серицитовые филлиты; 3 — серицитовые филлиты; 4 — графитовые и гранат-серицитовые филлиты с пластами лидитов и карбонатов; 5 — зернистые долериты, порфириды, кварцевые порфиры; 6 — хлоритовые филлиты, туффиты и туфы основных вулканитов; 7 — массивные пиритовые и медноколчеданные руды; 8 — вкрапленные медноколчеданные руды; 9 — сидеритовые жилы; 10 — разломы

и отчасти галенит, сфалерит, тетраэдрит и глаукодит. Халькопиритовые "пластовые жилы" имеют массивную текстуру. В качестве второстепенных минералов здесь присутствуют тетраэдрит, арсенопирит, галенит, бурнонит, буланжерит, самородные золото и висмут [105].

Зона окисления на месторождении имеет глубину более 100 м. Сложена лимонитом, малахитом, ковеллином, купритом и другими минералами. Первичная вертикальная и горизонтальная зональность выражается сменой снизу вверх и от центра к периферии пиритовых руд пирит-халькопиритовыми и полиметаллическими. Метасоматические изменения пород сильно затуханы региональным метаморфизмом, но сохранили элементы первичной зональности, выражающиеся в развитии хлоритовых сланцев в центральных частях месторождения и кварц-хлоритовых — в периферических участках.

Г.А. Твалчрелидзе [91] считает, что месторождение связано с подводной вулканической деятельностью силурийского времени и подверглось метаморфизму, связанному с варисским и альпийским орогенезом.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛЫХ КАРПАТ

Малыми Карпатами называется крайний западный отрог Карпат, соединяющий их с Альпами. Здесь, в 20 км к северо-востоку от Братиславы, находится район развития колчеданного оруденения с сурьмяной минерализацией. Антиклинорий Малых Карпат сложен крупными интрузиями варисских гранитов с останцами протерозойско-нижнепалеозойских сланцев в их кровле. Рассматриваемые месторождения приурочены к самой обширной полосе сланцев, обнажающейся между г. Пезинок и с. Пернек. Это субмаринные диабазы и их туфы, переслаивающиеся с оадовыми породами силурийского возраста, преобразованные в амфиболиты, амфиболовые роговики и парасланцы в результате регионального и контактового метаморфизма, обусловленного герцинским, а затем альпийским орогенезом и внедрением гранитоидов [45].

Наиболее крупным является месторождение **Пезинок**, расположенное в южной части рудного района. Площадь месторождения сложена преимущественно слюдяными

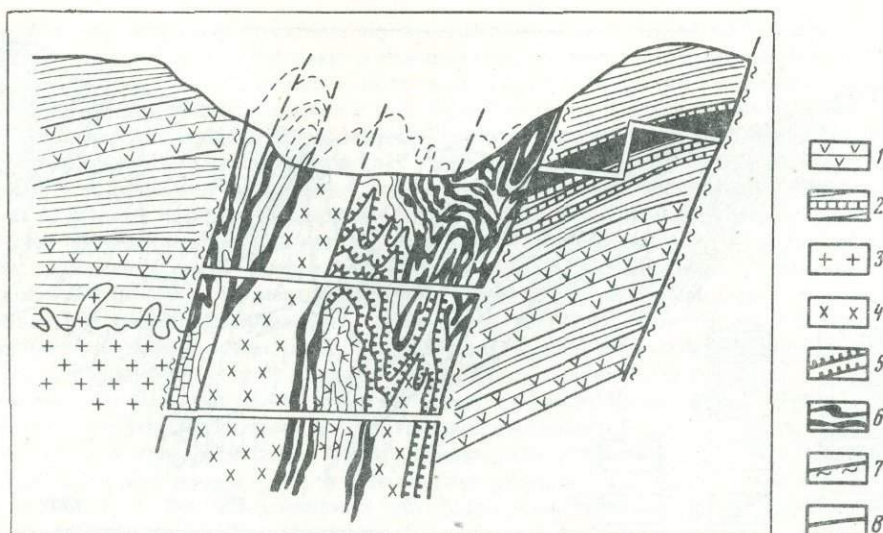


Рис. 56. Схематический геологический разрез месторождения Пезинок [77]

1 — амфиболиты, амфиболитовые гнейсы; 2 — слюдяные сланцы и гнейсы с пластами карбонатных пород; 3 — гранитоиды малокарпатского комплекса; 4 — аплиты; 5 — пласты пирит-пирротиновых руд; 6 — пласты и линзы антимонитовых руд; 7 — разломы с милонитовым выполнением; 8 — прочие разломы

сланцами и гнейсами с пластами карбонатных пород и пачками амфиболитов, образующих пезинско-пернецкий комплекс. Пластовые рудные тела залегают между двух пачек амфиболитов в актинолитовых сланцах, представляющих собой метаморфизованные пирокластиты с прослоями графитовых сланцев, филлитов, метадиабазов [222].

Основная масса руд залегают в зоне интенсивного смятия, пересекающей полого лежащие сланцы, также включающие стратиформные рудные залежи (рис. 56). Рудоносная зона имеет протяженность более 2 км. Длина отдельных рудных пластов достигает 1 км, мощность — до 80 м (в среднем 20 м). По падению они прослежены до глубины 200 м. Главные рудные минералы — антимонит и пирит, второстепенные — пирротин, арсенопирит, халькопирит, леллингит, гудмундит, бертьерит, джемсонит, сфалерит, самородные сурьма и мышьяк. В рудах присутствуют многочисленные зерна кварца, порфиробласты амфибола, биотита, полевого шпата. Содержание сурьмы в рудах достигает 1,8–5%. Структура руд — мелкозернистая, порфириовидная, аллотриоморфнозернистая. Текстура — массивная, вкрапленная, иногда полосчатая и слоистая. Зона окисления развита до глубины 10 м и более, сложена лимонитом, кермезитом, малахитом, валентинитом, сидеритом и другими минералами. Оруденение сопровождается серицитизацией, окварцеванием и карбонатизацией сланцев.

Вторичная мобилизация привела к образованию прожилков антимонита в пирит-пирротиновой руде [77]. Зональность в распределении руд выражается в приуроченности пирит-пирротиновых руд к южной и нижней части месторождения, а сурьмы — к верхней и северной [222].

Существуют мнения о наложенном характере антимонитовой минерализации, связанной с варисскими гранитами или даже альпийскими гидротермами. Однако тесное сонахождение пиритового и антимонитового оруденения, общие формы их стратиграфического распределения и сходный характер динамометаморфизма свидетельствуют об их сингенетичном происхождении [12].

Помимо месторождения Пезинок, в районе известно еще несколько серноколчеданных месторождений. На месторождении **Пернек**, расположенном в 7 км к северо-северо-западу от Пезинок, руды представлены согласными слоями пирит-кварц-графитового состава небольшой мощности (до 2 м). Сурьмяная минерализация проявлена слабо лишь в виде вкрапленников в графитовых сланцах, а боковые породы претерпели более интенсивные гидротермальные изменения. Месторождение **Турецкий Верх**, расположенное в 4 км к северо-западу от Пезинок, является серноколчеданным.

Сурьмяная минерализация здесь практически отсутствует, а благодаря низкой степени метаморфизма хорошо сохраняются черты первично-осадочного рудообразования [222].

Еще в 1956 г. К. Кэмбел отнес пирит-пирротиновые руды Пернек-Пезинок к эксгальционно-осадочным образованиям, связанным с начальным этапом магматизма Мало-Карпатской геосинклинали [197]. Изотопные исследования, установившие, что в рудах малокарпатских месторождений $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от 0 до -22‰ [105], подтверждают такую точку зрения.

Месторождение Гельпа залегает в катаметаморфизованных комплексах Низких Татр. В окрестностях месторождения обнажаются тела гранитоидов, мигматиты, биотитовые парагнейсы и слюдяные сланцы, частично подвергшиеся диафторезу при альпийских тектонических движениях. Линзообразные рудные тела, состоящие из пирротина и небольшого количества идиоморфного пирита, залегают в метаморфизованных продуктах основного вулканизма докаменноугольного возраста или вблизи них.

Сульфиды представлены пиритом I генерации, пирротинном, образованным за его счет, пиритом II генерации, являющимся продуктом преобразования пирротина, акцессорными сфалеритом, халькопиритом, вторичным марказитом и др. Пирит образует не только массивные линзы, но и мелкие прожилки, импрегнирующие гнейсы, слюдяные сланцы, основные породы. По сравнению с месторождениями Малых Карпат для руд Гельпы характерен более интенсивный метаморфизм. В качестве постоянной примеси в них встречается гранат [105].

Геохимические исследования по распределению Co и Ni в пирите и пирротине всех колчеданных месторождений Чехословацких Карпат [105] подтверждают их сингенетичное происхождение и в то же время свидетельствуют о различных условиях накопления либо различных источниках металлов для каждого из этих месторождений.

Все колчеданные месторождения Чехословакии за редким исключением (Горный Бенешов, Турецкий Верх) подверглись интенсивным метаморфическим преобразованиям, в значительной мере изменившим первичный облик как самих месторождений, так и рудовмещающих толщ. Несмотря на это в настоящее время для каждого месторождения установлена четкая связь с геосинклинальным вулканизмом. Месторождения рудного района Есеник сформировались, по-видимому, на поздних стадиях развития геосинклинали. Они ассоциируют с мощными (до 1,5 км) толщами кремнекислых вулканитов и по минеральным ассоциациям ближе всего стоят к подсемейству куроко. Месторождения Западных Карпат относятся к стратиформным. Они залегают в терригенных толщах вблизи очагов основного вулканизма. Это медно- и серноколчеданные (с антимонитом) месторождения, в которых сульфиды свинца и цинка присутствуют лишь в качестве аксессуаров.

В структурах месторождений не отмечается какой-либо закономерности. Это и антиклинальные складки (Златы Горы), и моноклинали (Смольник), и зоны смятия в слабо деформированных породах (Пезинок). Рудные тела на всех месторождениях представлены только согласными линзообразными и пластовыми залежами, что для месторождений подсемейства Куроко, возможно, связано с высокой степенью динамометаморфизма, сгладившего первичные элементы несогласия. Набор рудных минералов, текстуры и структуры руд обычны для колчеданных месторождений, за исключением месторождения Пезинок, где антимонит преобладает среди рудных минералов. Околорудные изменения сильно затушеваны последующими метаморфическими процессами и за редким исключением расшифровке не поддаются.

РУМЫНИЯ

Большую часть территории Румынии занимают альпийские складчатые системы Восточных и Южных Карпат с Трансильванской наложенной впадиной между ними [77]. С востока и юга складчатая область Карпат обрамляется зоной Предкарпатского краевого прогиба, переходящего в Восточно-Европейскую платформу и Мизийскую плиту. На стыке этих древних платформенных структур находится область герцинской складчатости — Добруджа.

Главной колчеданоносной провинцией Румынии являются Восточные Карпаты. Небольшие месторождения известны также в северных отрогах Южных Карпат (Арнашул-Маре, Мунчелу-Меш, Мунчелу-Маре) и в Добрудже (Алтын-Тепе). Все перечисленные месторождения согласно залегают в позднедокембрийских сланцевых комплексах, обнажающихся в ядрах антиклиналей альпийских складчатых цепей, и претерпели интенсивный динамотермальный метаморфизм [91, 77].

Колчеданоносная зона Восточных Карпат прослеживается на расстояние около 200 км с северо-запада на юго-восток от границы с Советским Союзом до начала заворота Карпатской горной системы в западном направлении. Наиболее известными месторождениями этой зоны являются Бурлоайе, Фундул Молдовой, Лешул-Урсулуй и Бэлан. Они располагаются в пределах Восточнокарпатских Сланцевых гор, представляющих собой мегантиклинальные тектонически-чешуйчатое ядро докембрийско-палеозойского возраста внутри альпийской складчатой системы [348].

Восточнокарпатские Сланцевые горы сложены двумя сериями сланцев. Вдоль западного склона обнажается серия Хаммаш, представленная гранат-биотит-слюдистыми сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и прорванными варисцийскими диоритовыми интрузиями, к востоку от них залегает серия Тулгеш, представляющая собой продукт эпитепимального метаморфизма пород кварц-кератофировой формации ранней стадии развития каледонской эвгеосинклинали [77]. Это хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, туфогенные альбит-хлоритовые сланцы и амфиболиты.

Колчеданные месторождения Восточных Карпат приурочены к определенным горизонтам серии Тулгеш. По мнению М. Суперсеану [348], все они связаны с раннекаледонским начальным вулканизмом, подверглись эпитепимальному метаморфизму в одну из ранних фаз каледонского орогенеза и были регенерированы в эпоху альпийской складчатости.

Комплекс месторождений **Лешул-Урсулуй** находится приблизительно в центре Восточнокарпатской колчеданоносной зоны, образуя полосу протяженностью около 20 км. Месторождения залегают в верхней части серии Тулгеш (нижний кембрий),

представленной здесь хлоритовыми, кварц-серицитовыми, графитовыми сланцами и кислыми метатупами, имеющими северо-западное простирание. В средней и верхней части рудоносного разреза присутствуют "порфириоиды" — продукт метаморфических преобразований липаритов и липарито-дацитов. Породы пересекаются маломощными дайками диабазов и керсантитов триасового возраста.

В районе месторождения Лешул-Урсулуй породы образуют сложную синклиналь с крутыми углами падения и многочисленными разрывными нарушениями

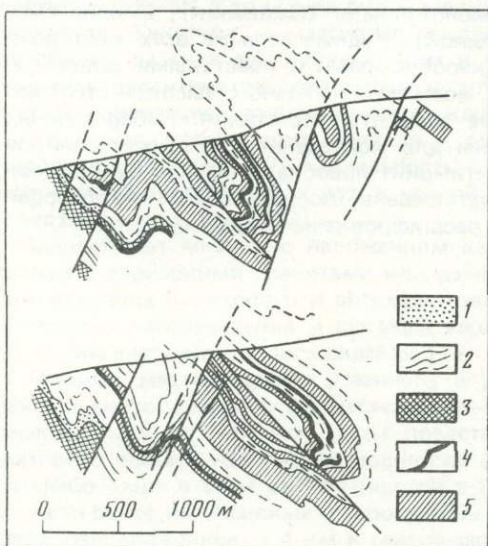
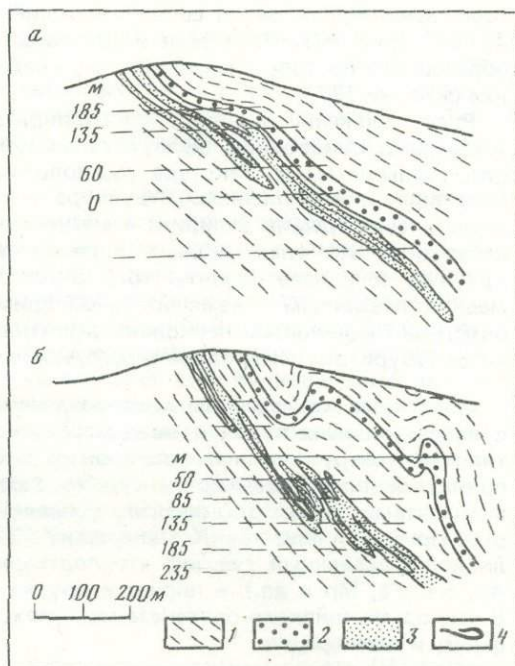


Рис. 57. Геологические разрезы месторождения Лешул-Урсулуй [77]

1 — графитовые кварциты; 2 — серицит-хлоритовые и серицит-графитовые сланцы; 3 — кварциты и карбонатные породы; 4 — пластообразные сульфидные тела; 5 — кислые метатупы

Рис. 58. Геологические разрезы месторождения Бэлан [77]

а — Бэлан Северный, б — Бэлан Южный
 1 — серицит-графитовые и серицит-хлоритовые сланцы; 2 — риолитовые метатифы; 3 — хлоритовые кварциты и кварц-хлоритовые сланцы с вкрапленностью пирита; 4 — пирит-халькопиритовые рудные тела



сбросового, взбросового и сдвигового характера (рис. 57). Массивные рудные тела преимущественно пластообразной формы и зоны вкрапленных руд располагаются на трех стратиграфических уровнях. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, второстепенные — тетраэдрит, магнетит, пирротин, касситерит, бурнонит, станнин. Из нерудных типичны хлорит, кварц, серицит, в меньшей степени — сидерит, анкерит, полевые шпаты, стильпноmelан. Текстура руд — слоистая, полосчатая, сланцеватая, микроплойчатая, массивная и вкрапленная. Структура — тонкозернистая, порфиоровидная и сетчатая.

Весьма характерной особенностью месторождения является первичная вертикальная зональность, проявляющаяся как в отдельных рудных телах (обогащение подошвы тел медью, а кровли — свинцом и цинком), так и по всему месторождению в целом. Зональность первого порядка выражается в развитии различных минеральных парагенезисов в рудах разных стратиграфических уровней. Так, по данным К. Сурперсану [348], нижний уровень оруденения представляет собой оруденелые хлоритовые (иногда с альбитом) сланцы, залегающие на кварц-серицитовых сланцах и амфиболитах, а висячем боку имеющие кварцитовые сланцы с графитом. Руда состоит из вкрапленного пирита (10–15%), халькопирита (3–4%), небольшого количества сфалерита, галенита, блеклой руды. Встречаются также слои и линзы массивного халькопирита, согласно залегающие в хлоритовых сланцах.

Средний уровень оруденения образован компактными рудами с четкой полосчатостью. В лежачем боку их залегают альбит-серицитовые "кварциты" (нижняя серия порфиroidов), а висячем — графитовые сланцы. Руда состоит из тонкозернистого пирита с небольшим количеством сфалерита, пирротина, арсенопирита, блеклой руды, местами — магнетита.

Верхний уровень представлен компактными комплексными рудами с хлоритовыми сланцами в лежачем и серицитовыми сланцами (и верхними порфиroidами) — в висячем боку. Полосчатая сливная руда состоит из тонкокристаллического пирита с сохранившимися фрамбоидальными и гелевыми структурами, погруженного в выполняющую массу из кварца, сфалерита, галенита, халькопирита и пирротина. Второстепенные минералы — арсенопирит и магнетит, изредка встречается золото. Подобно Раммельсбергу, здесь наблюдается ряд редких минералов. По М. Савулу [348], температура образования руд нижнего горизонта составляет 220–170°, а кварц компактных колчеданных руд кристаллизовался при температуре 120°.

Все разновидности руд были регенерированы и мобилизованы в период альпийского тектогенеза, в результате чего в трещинах компактных колчеданных залежей отложились вторично-гидротермальные руды, представленные халькопиритом, сфалеритом, галенитом с примесью бурнонита, блеклой руды, пирротина, фрейбергита, энаргита, золота, барита.

Месторождение Бэлан — самое южное в колчеданоносной зоне Восточных Карпат. Оно приурочено к верхнему комплексу серии Тулгеш нижнего кембрия и залегает среди кварц-хлоритовых сланцев и хлоритизированных кварцитов. Мощность рудоносной пачки составляет несколько десятков метров. В структурном отношении участок мес-

торождения представляет собой моноклираль с наклоном на северо-восток под углами 40–50° (рис. 58). Пластовые и линзовидные согласные залежи располагаются кулисообразно как по простиранию, так и по падению. Характерно смятие пород и руд в мелкие складки [77].

Руды сложены пиритом, халькопиритом, второстепенными являются сфалерит, тетраэдрит, самородный висмут, галенит, магнетит, бурнонит, станнин, сидерит, анкерит, стильномелан. Текстура руд полосчатая, слоистая, сланцеватая, микроплойчатая, массивная и вкрапленная. Структура — мелкозернистая, порфириовидная и сетчатая (выполнение трещин в пирите и магнетите халькопиритом, галенитом и другими минералами). Из трех рудных горизонтов, описанных на месторождении Лешул-Урсулуй, в Бэлане развиты только два нижних, поэтому месторождение является медноколчеданным с незначительной примесью цинка. Характерно присутствие зоны окисления мощностью несколько десятков метров, представленной лимонитом, малахитом, азуритом, самородной медью, ковеллином.

Описанные колчеданные месторождения Восточных Карпат связаны, по-видимому, с андезитовидным вулканизмом завершающих этапов раннегеосинклинального развития и по набору полезных компонентов и характерной зональности в их распределении принадлежат к подсемейству куроко. Разделение различных типов руды безрудными горизонтами, возможно, вызвано усиленным осадконакоплением в период отложения руд. По представлениям К. Суперсеану [348], описанные месторождения имеют эксгальационно-осадочный генезис, что подтверждается набором микроэлементов (Co, Au, Ag, Se, Fe, Mn и др.) в пирите и других сульфидах и соотношением изотопов серы. В период альпийского орогенеза месторождения подверглись эпитермальному метаморфизму и регенерации.

Глава 11

БОЛГАРИЯ

Территория Болгарии имеет субширотное структурное строение. С севера на юг здесь выделяются следующие крупные структурно-тектонические зоны (рис. 59): Мизийская плита, зона Предбалкан, Старая Планина, Среднегорье, Родопский массив.

Наиболее значительные колчеданные месторождения Болгарии расположены в пределах Среднегорской структурно-металлогенической зоны, представляющей собой северную часть Родопского массива, где в поздне меловое время произошла регенерация геосинклинального режима [90]. Среднегорская зона надвинута на север по Суб-

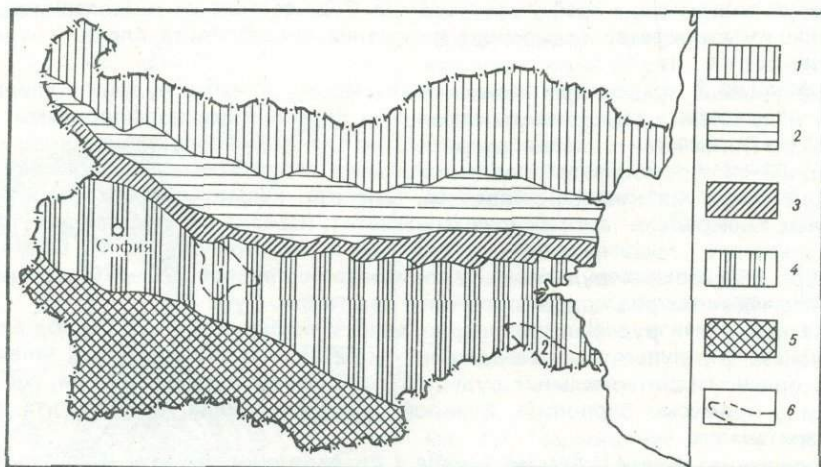


Рис. 59. Схема металлогенического районирования Болгарии (по [90] с упрощением)

1 — Мизийская плита; 2 — Предбалкан; 3 — Старая Планина; 4 — Среднегорье; 5 — Родопский массив; 6 — рудные районы (цифры на схеме): 1 — Панагюрский, 2 — Странджинский

балканскому глубинному разлому. Некоторые исследователи [133] считают этот разлом зоной субдукции, по которой в позднемеловое—третичное время произошло погружение Мизийской плиты под Родопский массив, с чем и связана тектоно-магматическая активизация как в зоне Старой Планины и Предбалкан, так и в Среднегорской структурно-металлогенической зоне. Последняя, ограниченная с юга Марицким глубинным разломом, имеет свое продолжение на западе, в пределах Югославии и на востоке — в северной части Малого Кавказа [90, 91].

Среднегорская структурно-металлогеническая зона погружается в восточном и северо-западном направлении, образуя в центральной части антиклинорий, ядро которого сложено докембрийскими гнейсами и палеозойскими гранитоидными плутонами. В течение альпийского тектонического цикла антиклинорий был разбит серией субширотных разломов с образованием остаточных гнейсо-гранитных горстов и грабен-синклиналей, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела и палеогена. В восточной части Среднегорского пояса отмечены локальные проявления юрского диабаз-спилитового вулканизма, однако основной этап вулканической активности датируется сеноном. В это время были сформированы толщи лав и пирокластолитов андезитового, андезит-дацитового, дацитового, реже липаритового и трахитового состава мощностью 300—700 м [166]. Вулканы прорваны малыми интрузиями габбро-диорит-гранодиоритового, а на востоке — габбро-монцит-сиенитового состава, образующими пояс вдоль южной границы Среднегорской зоны [133, 3].

Колчеданные месторождения сосредоточены в Панагюрском и Странджинском районах Среднегорья (см. рис. 60).

ПАНАГЮРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Панагюрский рудный район включает два крупных субширотных горста (Ихтиманский и Среднегорский) и две сложнопостроенных грабено-синклинальных зоны, выполненных вулканогенными и осадочными сериями верхнего мела.

Согласно данным Г.А. Твалчрелидзе [97], верхнемеловые отложения в Панагюрском районе подразделяются на четыре горизонта (снизу вверх): мергели, андезиты, дациты, их туфы и туфобрекчии, красные известняки с фауной маастрихта, верхнесенонский флиш. Колчеданные месторождения приурочены к вулканогенным образованиям, а в их пределах — к зонам пропилитизации, занимающим обширные площади (до 15 км по простиранию и до 2 км по ширине). В вышележащих известняках и флише пропилитизация не отмечена. В Панагюрском районе известно шесть полей развития пропилитизации и связанных с ней вторичных кварцитов. Четыре из них — Елшица, Радка, Красен и Челопеч — содержат промышленные колчеданные месторождения.

Месторождение *Елшица*, расположенное в 17 км к югу от г. Панагюриште, является самым южным в Панагюрском районе. В рудном поле этого месторождения насчитывается пять медноколчеданных рудопоявлений и два серноколчеданных месторождения, находящиеся в промышленной разработке — Елшица и Влайков Врых. Оруденение связано с грабенообразной синклинальной зоной, разделяющей Ихтиманский и Среднегорский горст-антиклинории. Елшицкое рудное поле, представляющее собой узкую субширотно ориентированную полосу сенонских вулкаников (рис. 60), является фрагментом этой крупной структуры. Важную роль в его строении играют дизъюнктивные нарушения, группирующиеся в несколько систем. Среди них наиболее хорошо развиты сбросы и взбросы с простиранием 110—130°, ограничивающие рудное поле с севера и юга, а также диагональные разломы с простиранием 150—160° (см. рис. 60).

Б. Богданов с соавторами [17] выделяют пять фаз в формировании сенонских вулкаников, слагающих Елшицкое рудное поле. В первую были сформированы амфибол-пироксеновые андезиты, их лавобрекчии, а также агломератовые, лапиллиевые и пелловые туфы того же состава. Во вторую накапливались лавы и туфы дацитов, как и предыдущие образования, пологопадающие к северу. Предполагается, что трещинный источник извержения этих пород располагался к северу от рудного поля, в области, занятой в настоящее время Елшицким гранитным плутоном, предположительно сенонского возраста. Третья фаза сенонского вулканизма представлена субвулканическими и субинтрузивными телами дацит-липарито-дацитового и гранодиорит-порфирового состава. В четвертую фазу формируются андезитовые и трахиандезитовые, а в пятую — кремнекислые, средние и основные дайки.

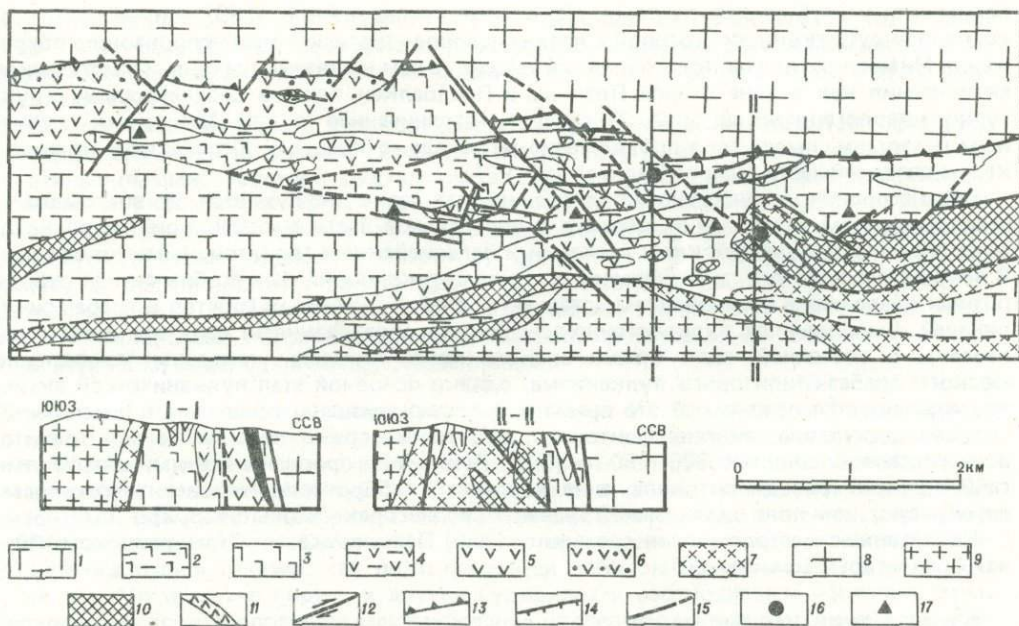


Рис. 60. Геолого-структурная карта и разрезы Елшицкого рудного поля [77]

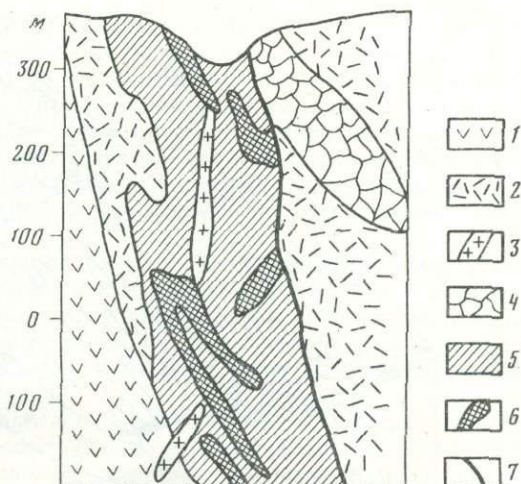
1 — дациты субвулканические; 2 — дацитовые туфы агломератовые и пепловые; 3 — дациты; 4 — андезитовые туфы агломератовые до пепловых; 5 — андезиты; 6 — андезитовые кластолавы; 7 — гранодиорит-порфиры; 8 — елшицкие гранитоиды; 9 — палеозойские (?) гранитоиды; 10 — метаморфические (допалеозойские) породы; 11 — дацитовые дайки; 12 — сдвиги; 13 — взбросы; 14 — сбросы; 15 — прочие разрывные нарушения; 16 — серноколчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 — Елшица, 2 — Влайков Врх; 17 — медноколчеданные рудопроявления

Месторождение Елшица приурочено к южному контакту субвулканического тела дацитов, секущего андезитовые и дацитовые лавовые и пирокластические образования. Рудные тела группируются в три рудоносные полосы, расходящиеся в центре и сближающиеся по краям рудной зоны протяженностью около 2 км. Внутри этой зоны породы интенсивно окварцованы и серицитизированы. Существует несколько морфологических типов рудных тел, среди которых наибольшим распространением пользуются линзообразные массивные и импрегнированные руды. Менее распространены штоки и гнезда, сравнительно редко встречаются жилы [362]. По минеральному составу различают пиритовые, сравнительно простые промышленные рудные залежи, и пирит-халькопиритовые, где наряду с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом широко развиты энаргит, ковеллин, борнит, теннантит, бетехтинит и др. Нерудные минералы представлены кварцем (до 10%), а также ангидритом, гипсом, баритом, отлагающимся, по мнению Д. Цонева [362], в завершающую сульфатную стадию рудообразования. Руды претерпели несколько стадий метаморфических преобразований. Первично колломорфные выделения пирита сохранились лишь в реликтах, они были преобразованы в кристаллически-зернистые агрегаты с зональным строением отдельных зерен. Впоследствии происходила коррозия кристаллов пирита и частичное замещение его метасоматическими выделениями кварца. Дальнейшие изменения руд выражаются в их брекчировании, местами в катаклазировании агрегатов, вплоть до измельчения пирита в порошок [22]. По-видимому, в это же время происходит перетложение вновь образованных, в том числе и редких минералов в трещинах и полосках. Околорудные метасоматиты, как уже отмечалось, представлены обширным полем кварц-серицитовых пород, переходящих по периферии в импрегнированные пиритом пропилиты, сменяющиеся неизмененными вулканитами.

По представлениям Б. Богданова с соавторами [17], оруденение Елшицкого рудного поля связано с третьей магматической фазой. Это определяется наличием гидротермально-измененных ксенолитов в дайках четвертой и пятой фаз. Есть признаки гидро-

Рис. 61. Поперечный разрез месторождения Радка [45]

1 — андезиты и их туфы; 2 — пропилитизированные дациты; 3 — дайки дацита; 4 — дацитовая брекчия; 5 — интенсивно гидротермально-измененный дацит; 6 — массивная медноколчеданная руда; 7 — тектоническое нарушение



термальной деятельности, значительно меньшей интенсивности и в связи с другими магматическими фазами.

В сходной геологической обстановке находится месторождение Радка, расположенное в 8 км к северо-востоку от Елшицы. Импрегнационные и массивные руды, вскрытые горными выработками до глубины 1000 м, залегают в дацитах, андезито-дацитах, их туфах и кластолавах. Рудные тела образуют две рудоносные полосы, окаймляющие зону кварц-серицитовых метасоматитов протяженностью 4 км и шириной около 80 м, ориентированную в субширотном направлении и крутопадающую к северу. Северная граница рудоносной зоны совпадает с тектоническим нарушением, разделяющим андезиты и пропилитизированные дациты (рис. 61).

Морфология и минералогия рудных тел весьма сходны с месторождением Елшица. Размещение отдельных типов руд в пространстве подчиняется концентрической зональности, выражающейся в смене от центра к периферии пиритовой минерализации последовательно халькопиритовой, борнит-теннантит-полиметаллической и, наконец, ангидрит-гипсовой [45]. В рудоперекрывающих вулканитах на расстоянии от 80—100 до 300—400 м от рудных тел встречаются угловатые обломки массивной серноколчеданной руды размером от 2—3 до 7—8 см [15]. Отсутствие среди обломков медных и полиметаллических руд, а также слабая медная минерализация в дацитовых дайках, секущих рудоносную зону, свидетельствуют о длительности процесса рудообразования на месторождении Радка.

Месторождение Красен, расположенное в 5 км к юг—юго-западу от г. Панагюриште и в 10 км к северо-западу от Радки, приурочено к той же грабен-синклинали. Оруденение связано с андезитами первого этапа сенонского вулканизма и сопровождается зоной диккитовых кварцитов [74]. В настоящее время большая часть руды на месторождении отработана.

Месторождение Челопеч — самое крупное в Панагюрском рудном районе и одно из крупнейших медных месторождений Болгарии — занимает несколько обособленное положение. Оно находится в 25 км к север—северо-западу от г. Панагюриште, на южных склонах Етропольской планины, принадлежащей уже горным сооружениям Балкан. В структурном отношении район находится в пределах Челопечской грабен-синклинали, разделяющей Центральнобалканский и Среднегорский антиклинории. По бортам синклинали обнажаются докембрийские кристаллические сланцы и ордовикские филлиты, сама она выполнена верхнетуронскими грубозернистыми песчаниками и конгломератами, сенонскими андезито-дацитами и их пирокластитами и флишеподобными мергелистыми песчаниками и красными известняками маастрихта. Турнейские песчаники местами надвинуты на вулканиты сенона в тектонических чешуях (рис. 62). Третичные интрузивные тела и дайки внедрялись преимущественно в антиклинальные структуры.

Месторождение Челопеч приурочено к вулканогенным породам южного крыла синклинали. Рудовмещающие толщи были сформированы в несколько вулканических ритмов. Первый характеризуется излиянием большого количества лав андезито-дацитов, во второй накапливались лавы и туфы преимущественно андезитового состава, впоследствии были отложены вулканические брекчии, туфы и вулканогенно-осадочные породы.

Рудные тела залегают преимущественно среди туфов и лавобрекчий андезитового

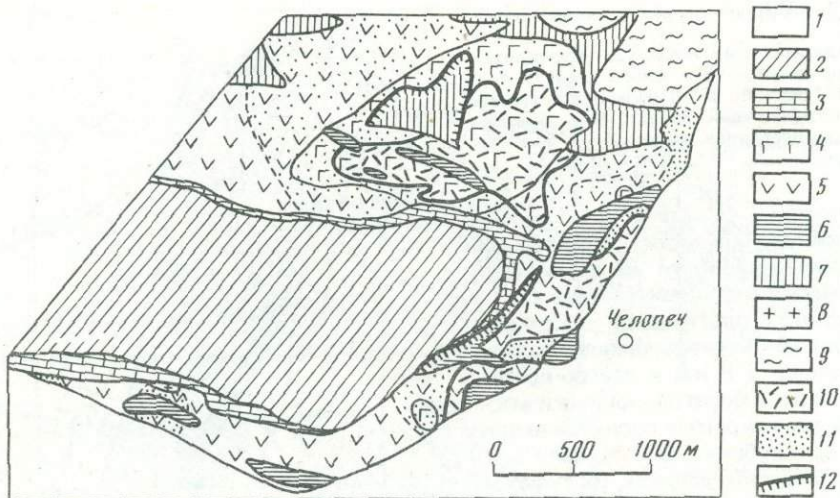


Рис. 62. Геологическая карта района месторождения Человеч [74]

1 — четвертичные отложения; 2 — флишоидный песчанисто-мергелистый комплекс (верхний маастрихт); 3 — красные мергелистые известняки (средний маастрихт); 4 — дацитовые экструзивы; 5 — андезитовые экструзивы; 6 — мелкозернистые мусковитовые песчаники (нижний маастрихт); 7 — грубозернистые песчаники и конгломераты (туффы); 8 — гранитный ксенолит; 9 — мусковит-биотитовые гнейсы (докембрий); 10 — кварц-серицитовая зона; 11 — пропиловитовая зона; 12 — тектонические нарушения

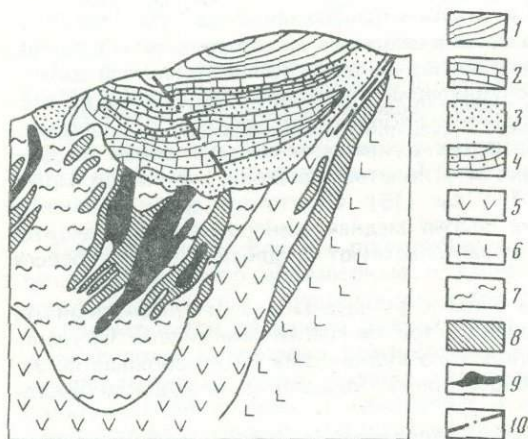


Рис. 63. Геологический разрез месторождения Человеч [45]

1—4 — отложения маастрихта: 1 — флиш, 2 — красные мергели, 3 — туффиты, 4 — полимиктовые песчаники; 5—7 — сенонские вулканы: 5 — андезиты, 6 — андезиодациты, 7 — пропилизированные породы; 8 — сильно окварцованные породы; 9 — рудные тела; 10 — тектонические нарушения

состава, накопившихся в течение второго ритма вулканизма. В непосредственно лежащих на рудных телах полимиктовых песчаниках и туффитах оруденения не отмечено. В верхней свите образовалось железо-марганцевое рудопроявление, залегающее согласное между вулканогенно-осадочными брекчиями и красными мергелистыми известняками маастрихта [65]. Медноколчеданные руды преимущественно вкрапленные и прожилково-вкрапленные и лишь местами массивные. Линзо-, штоко- и трубообразные рудные тела образуют пять субширотных рудных зон общей протяженностью 1500 м. Мощность рудного интервала колеблется от 30 до 100 м, по вертикали он прослежен на 600 м при крутом (до 70°) падении (рис. 63).

Главные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, теннантитом, энаргитом, люционитом, борнитом, сфалеритом, галенитом. Отмечают наличие колломорфных структур, главным образом в пирите. Второстепенные и редкие минералы насчитывают 25 разновидностей, среди которых было открыто два новых [73]. Нерудные минералы — кварц, барит, серицит, хлорит, эпидот, халцедон, гипс, селадонит. В верхних горизонтах руды состоят из галенита и сфалерита либо из халькопирита, теннантита и пирита, а в нижних преобладают энаргит, люционит и пирит.

Околорудные изменения представлены кварц-серицитовыми метасоматитами (с диккитом, алунитом, альбитом, андалузитом), залегающими в центральных частях

более обширных зон пропилитизации, где, по данным Ст. Чипчаковой [107], вкрапленники биотита и роговой обманки в андезитах замещаются хлоритом, эпидотом, карбонатом, вкрапленники полевых шпатов подвергаются адуляризации, основная масса претерпевает слабое окварцевание, альбитизацию и цеолитизацию, а магнетит замещается пиритом. Зеленые и зеленовато-серые пропилиты постепенно переходят в неизменные темно-серые андезиты. Вблизи рудных тел в кварц-серицитовых метасоматитах заметно возрастает количество кварца, а местами появляется диккит. Зоны интенсивного окварцевания, по данным И. Мутафчиева с соавторами [65], исчезают на глубине 700–800 м.

Морфология рудных тел и геологические особенности месторождения свидетельствуют о преимущественно гидротермально-метасоматическом способе отложения руд. Временная приуроченность оруденений ко второму ритму вулканизма довольно четко устанавливается по наличию обломков околорудных метасоматитов и руды в рудоперекрывающих туфобрекчиях [65]. Месторождение считается перспективным на открытие новых рудных залежей.

Месторождение **Граматиново** принадлежит Странджинскому рудному району, расположенному в восточной части Среднегорской металлогенической зоны (см. рис. 59). Странджинский антиклинорий сложен древними кристаллическими породами, окаймленными интенсивно метаморфизованными отложениями триаса и юры. В основании нижнемезозойского разреза залегают карбонатные, терригенные и флишоидные осадки, выше которых в поздней юре была сформирована мощная диабаз-филлитовая толща. Месторождение размещается в верхнеюрских сланцах, пронизанных многочисленными дайками диабазов¹.

Рудная зона протяженностью более 1 км имеет согласное со складчатостью северо-западное простирание и состоит из мелких пласто- и линзообразных колчеданных залежей, претерпевших одновременно с вмещающими породами интенсивные преобразования и имеющих сложное строение [91]. По минеральному составу выделяют халькопирит-пиритовые, халькопирит-пирит-спекуляритовые, пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовые и сфалерит-галенитовые рудные тела. Промышленное значение имеют только серно- и медноколчеданные руды. Первые представлены, как правило, пластообразными, а вторые — более мощными линзообразными залежами. Руды мелкозернистые, полосчатой массивной и вкрапленной текстуры. Околорудные изменения выражаются в интенсивной хлоритизации и окварцевании [77]. Г.А. Твалчрелидзе [90] отмечает, что Граматиново обладает всеми характерными признаками вулканогенно-осадочного рудообразования: согласным залеганием руд, резким контактом рудных залежей с кровлей и постепенным переходом во вкрапленные руды в подошве, асимметричным строением околорудных метасоматитов.

Колчеданные месторождения Болгарии, сосредоточенные в Среднегорской металлогенической зоне, отчетливо подразделяются на два пространственно и геологически разобщенных типа.

В Панагорском рудном районе месторождения связаны с сенонской андезит-дацитово-гранитоидной формацией, выполняющей грабен-синклинальные структуры среди докембрийских гнейсов и палеозойских гранитоидов. Линзо-, штоко- и трубообразные рудные залежи занимают обычно секущее положение по отношению к вмещающим породам и характеризуются, как правило, прожилково-вкрапленной и лишь иногда массивной текстурой. В строении рудных тел наряду с пиритом, халькопиритом и другими типичными минералами колчеданных месторождений широкое участие принимают сульфиды меди — энргит, люзонит, теннантит. Рудные залежи окружены широкими ореолами кварц-серицитовых метасоматитов (с диккитом, алунитом, андалузитом), представляющих собой внутреннюю зону (по некоторым авторам секущие тела) еще более обширных полей пропилитизации. Авторы считают эти месторождения гидротермально-метасоматическими, сформированными на субвулканическом уровне. Месторождение Граматиново, относящееся к Странджинскому рудному району, приурочено к раннегеосинклинальной филлит-диабазовой формации верхней юры и является типичным представителем вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений.

¹ В книге "Рудные формации Карпато-Балканской области" [77] авторы относят рудовмещающие породы к палеозою.

ЮГОСЛАВИЯ И ГРЕЦИЯ

Как уже отмечалось, Среднегорская структурно-тектоническая и металлогеническая зона продолжается на запад, на территорию Югославии. Здесь в ее пределах находится крупнейшее в Европе медноколчеданное месторождение Бор. Все остальные колчеданные месторождения Югославии приурочены к складчатым сооружениям Динарид, представляющим собой южную ветвь альпийской складчатой системы, отделенную от северной Карпато-Балканской ветви Родопским средним массивом.

Месторождение Бор, дающее 32% европейской и около 1,5% мировой продукции меди, расположено в 150 км к юго-востоку от Белграда, вблизи границы с Болгарией. Оно было известно еще древним римлянам, затем вновь открыто в конце XIX в. при разработке россыпного золота. В начале нынешнего века месторождение начало разрабатываться французскими концессионерами вначале подземным, затем открытым способом. Еще до 1914 г. месторождение Бор стало крупнейшим поставщиком меди в Европе, однако наибольшего размаха добычные работы достигли после второй мировой войны.

До 1960 г. здесь было добыто 21 млн. т руды, более 1 млн. т Cu, много Au, Ag, а также Ge и Se. Общие запасы месторождения составляют 45 млн. т руды при среднем содержании Cu 1,7%, Au 4, Ag 10 г/т [87]. Глубина карьера в настоящее время достигла 200 м. Несмотря на длительную историю эксплуатации, систематическое изучение месторождения началось лишь после второй мировой войны, поэтому представление о геологии его основывается только на исследовании нижних горизонтов.

Месторождение располагается у восточной границы Борского эруптивного комплекса, вытянутого в меридиональном направлении на 80 км при максимальной ширине около 20 км. Комплекс сложен сенонскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего состава с многочисленными субвулканическими телами андезитов и дацитов [77].

По данным В.И. Старостина [87], вулканогенно-осадочные образования, слагающие площадь месторождения Бор, были сформированы в две фазы. В основании вулканитов первой фазы залегает толща песчаников и филлитов, которые перекрываются роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми андезитами, дацитами и их туфами. Вторая вулканическая фаза представлена мощной толщей переслаивающихся лав и туфов роговообманково-биотитовых или пироксен-роговообманково-биотитовых с подчиненными прослоями пелитов, туфов и туффитов среднего состава. Обе фазы вулканизма протекали в субмаринных условиях и разделяются пачкой борских конгломератов.

Рудоносная зона, представляющая собой асимметричную крутопадающую линзу, протяженностью 2,5–3 и мощностью 0,8–1 км, залегает в вулканитах второй фазы. Лежащий бок ее ограничен Борским разломом, имеющим север–северо-западное простирание и запад–юго-западное падение под углами 50–70°. Разлом разделяет вулканиды первой и второй фаз.

Минерализация представлена тремя крупными рудными телами (Чука Дулькан, Тильва Мика и Тильва Рош) и многочисленными более мелкими, характеризующимися разнообразием форм и сложностью внутреннего строения. Наиболее крупные рудные залежи приурочены к центральной части рудоносной зоны.

Рудное тело Чука Дулькан, обнажающееся на поверхности, было обнаружено в 1902 г. Оно вытянуто вдоль разлома северо-западного простирания, имеет эллиптическое сечение и форму клина в вертикальном разрезе. Размеры тела 300 x 150 x 130 м. А. Циссарц [106] отмечает его тектонические контакты с боковыми породами и отдельные тектонические отторженцы по краям. Рудное тело Тильва Рош (в переводе—Красный Холм) получило свое название по шлямбе железненных кварцитов, образующих на поверхности земли холм высотой 180 м. Оно располагается к юго-востоку от Чука Дулькан и является самым крупным монолитным телом на месторождении. Рудное тело Тильва Мика, состоящее из нескольких тел, разделенных тектоническими нарушениями, было открыто в 1912 г. Оно отделяется от Тильва Рош тектонической зоной и является, по-видимому его нижней частью (рис. 64). Отдельные рудные тела Тильва Мика распадаются на ряд рудных прожилков или переходят в пиритовую импрегнацию.

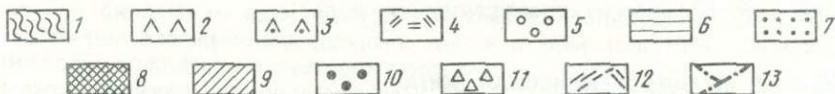
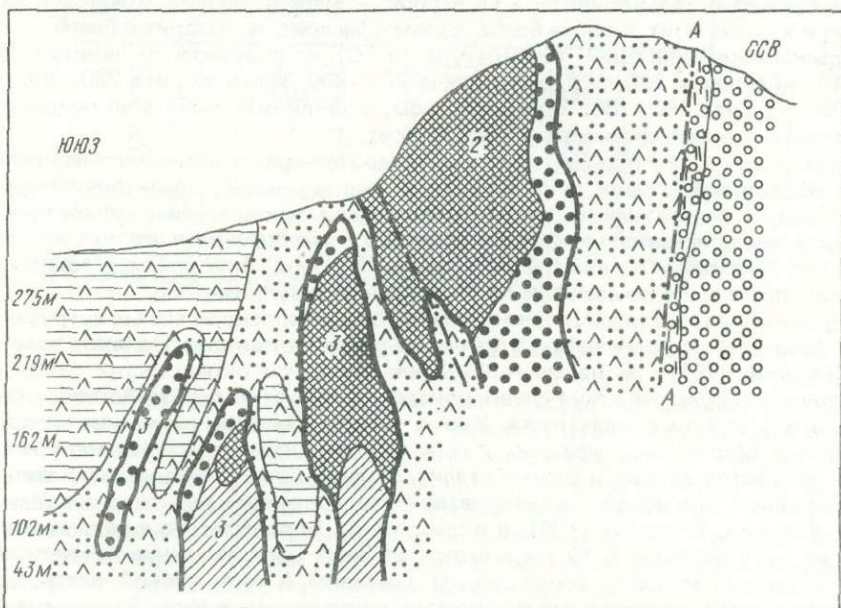
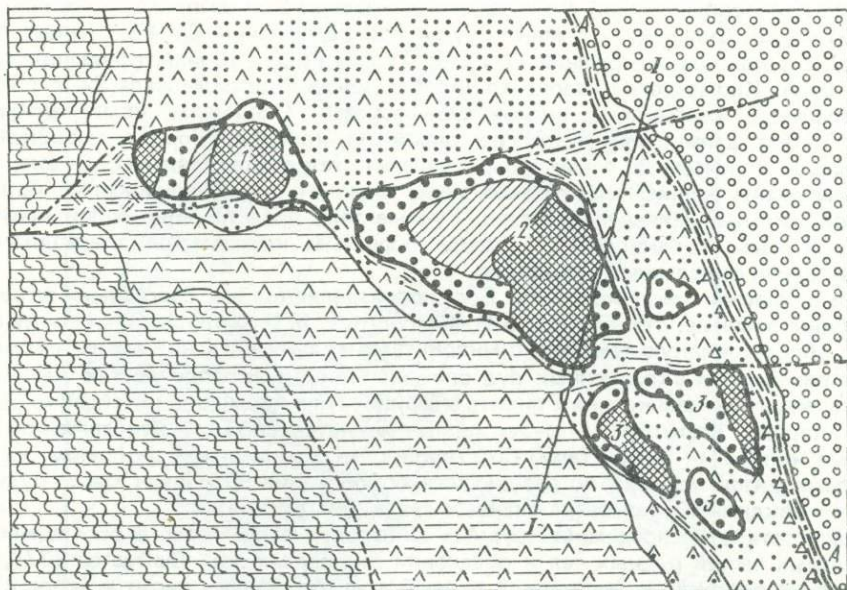


Рис. 64. Схематическая геологическая карта и разрез по линии 1-1 месторождения Бор [87]

1 — пелиты, туффиты и туфы среднего состава; 2 — лавы, лавовые брекчии и туфы пироксеновых, роговообманково-биотитовых и роговообманковых андезитов; 3 — субвулканические тела андезитов; 4 — туфы, лавы и субвулканические тела дацитов; 5 — конгломераты и песчаники; 6-7 — ассоциации вторичных минералов: 6 — кальцит-цеолит-хлоритовая, 7 — кварц-каолинит-серцит-карбонатная с пиритом; 8-10 — типы руд: 8 — сплошные, 9 — прожилково-вкрапленные; 10 — вкрапленные; 11 — брекчирование; 12 — расланцевание и повышенная трещиноватость; 13 — разломы (А-А — Борский разлом). Рудные тела (цифры на схеме): 1 — Чока Дулкан; 2 — Тильва Рош; 3 — Тильва-Мика; 1-1 — линия разреза

В 1948 г. основные запасы руды на месторождении Бор распределялись следующим образом: Чука Дулькан — 5 млн. т руды при содержании Cu 4%; Тильва Мика — 12,4 млн. т. руды при содержании Cu 2,9%; Тильва Рош — 10 млн. т руды при содержании Cu 0,8%. Кроме того, кварцевая шляпа Тильва Рош содержала 2,4 г/т Au [91].

Минеральный состав руд весьма разнообразен. Основным компонентом руды является пирит, далее следуют энаргит, халькозин, ковеллин, борнит, люционит. В незначительных количествах отмечаются сфалерит, тетраэдрит, галенит. В зоне окисления обнаружены куприт, самородная медь, лимонит, гетит, хризоколла, брошантит. Основной жильный минерал — кварц. Рудные тела представляют собой кремнистый сульфид, а зоны их окисления сложены пористым кварцем, сохранившимся после выщелачивания окисленных сульфидов.

Рудные залежи месторождения Бор подразделяются на сплошные, вкрапленные и комбинированные. По данным В.И. Старостина [87], сплошные руды имеют массивную обломковидную текстуру с милонитами и глиной трения вдоль тектонических контактов. Залежи вкрапленных руд сложены тонкой вкрапленностью халькопирита, борнита, энаргита, халькозина и пирита в серицит-гипс-кварцевой интенсивно рассланцованной породе. Вкрапленные руды характеризуются сложной неправильной формой и весьма нечеткими контактами. Со стороны, не ограниченной разломом, их граница часто проводится условно по результатам опробования. Основная масса руды месторождения заключена в комбинированных телах (см. рис. 64).

Зональность в распределении рудных минералов выражается в обогащении медью центральных частей рудных тел и обеднении окраинных зон. Считается [77], что рудный процесс протекал в два этапа. В первый этап отложились пирит и кварц с незначительной примесью халькопирита, а во второй — энаргит, борнит, ковеллин, халькозин, люционит и халькопирит, а также более редкие сфалерит, тетраэдрит и барит.

По данным декрипитации, температура (в °C) кристаллизации пирита-I составляет 320–340, ковеллина 300–320, халькозина 280–300, халькопирита 280–300, пирита-II 260–280, энаргита 160–180. Таким образом, в заключительный этап рудообразования был сформирован низкотемпературный энаргит.

Вблизи рудных тел породы изменены гидротермально-метасоматическими процессами с образованием двух зон: внешней, представленной кальцит-цеолит-хлоритовой ассоциацией, и внутренней — кварц-каолиновой ассоциацией с серицитом. Помимо каолинита, здесь встречаются дикцит и алунит, неравномерная мелкая вкрапленность пирита, а также реликты минералов первичных пород (плагиоклаза, кварца, роговой обманки), постепенно исчезающие по направлению к рудному телу.

Оруденение на Боре традиционно связывается с комплексом малых интрузий парамийского возраста, знаменующих стадию альпийского цикла. Однако, как отмечает В.И. Старостин [87], ни на месторождении, ни в его окрестностях таких интрузий не обнаружено. Руды же несут следы явного тектонического воздействия, скорее всего связанного с этапом складчатости. Кроме того, в различных пунктах месторождения обнаружены обломки сульфидных руд и околорудных метасоматитов среди неизменных андезитов первой и второй стадии. По-видимому, логичнее связывать оруденение с вулканической фазой, сформировавшей толщу рудовмещающих пород.

По данным А. Цисоарца [106], в окрестностях Бора известно еще несколько месторождений того же типа. В 10 км к северу от Бора месторождение Кривель характеризуется идентичным Бору минеральным составом и интенсивной раздробленностью рудных тел. Далее к северу-западу имеется месторождение Илия Ромич, среди рудных минералов которого энаргит играет решающую роль.

ДИНАРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Все остальные колчеданные месторождения Югославии принадлежат уже Динарской металлогенической провинции. Они приурочены к раннегеосинклинальным образованиям триаса и группируются в полосу северо-западного простирания, параллельную основным складчатым структурам Динарид. Самый северный из них является рудный район Боровица, расположенный в округе Вареш, в 40 км к северу-северо-западу от Сараево. Он находится в 6 км к северу-западу от месторождения Вареш — одного из традиционных железорудных объектов Югославии и связан с тем же эта-

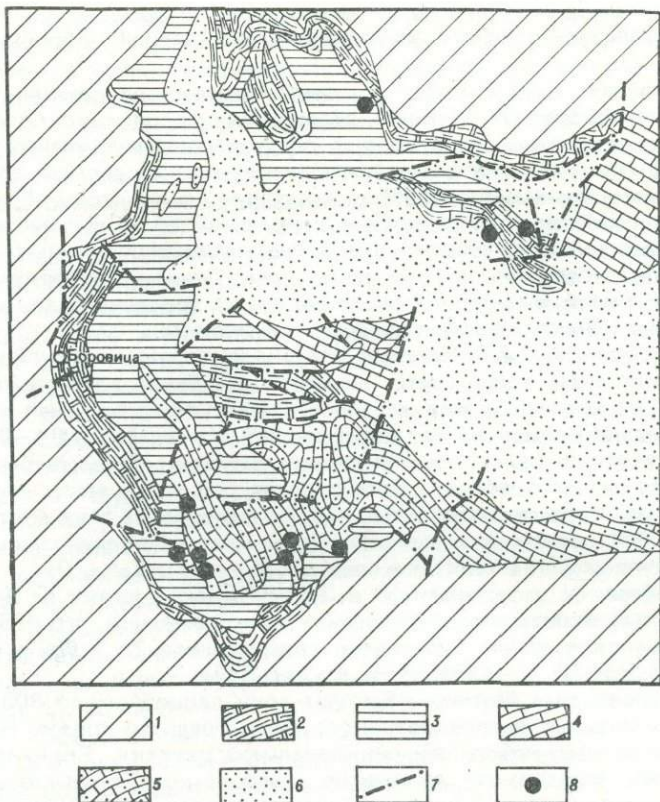


Рис. 65. Геологическая схема рудного поля Боровица [48]

1 — отложения верхней юры (мергели, известняки, сланцы, песчаники); 2–5 — отложения среднего триаса: 2 — кремнистые известняки, 3 — железо-марганцевые образования, кремнистые породы, туфы, алевриты, диабазы, 4 — известняки, 5 — доломиты; 6 — отложения нижнего триаса; 7 — разломы; 8 — месторождения и рудопроявления свинца и цинка

пом начального магматизма, что и оруденение на Вареше, относящееся к типу Лан-Дилль.

В геологическом строении района принимают участие отложения всех отделов триаса, а также отложения нижней юры. По А. Циссарцу [157], нижний триас представлен флишем, становящимся вверх по разрезу все более песчаным и известковистым, с отдельными горизонтами субмаринных базальтов. В среднем триасе наряду со сланцами и песчаниками встречаются доломитовые известняки с пропластками силицитов и вулканогенно-осадочными железными рудами. Встречаются также базальты и многочисленные прослои туфов, местами переходящие в порфириты. В верхнем триасе преобладают известняки и доломиты с горизонтами кремнистых пород.

В структурном отношении рудный район представляет собой сложнопостроенную антиклинальную складку, в ядре которой обнажаются образования нижнего триаса, а крылья сложены отложениями верхнего триаса и юры (рис. 65). Серноколчеданные и барит-полиметаллические месторождения рудного района Боровица располагаются на крыльях антиклинали и приурочены к сланцам или их приконтактовым зонам с доломитовыми известняками анизийско-ладинского возраста. Руда местами встречается в виде зон вкрапленности, местами образует несколько горизонтов, иногда сдвигающихся. Так, на месторождении Рупица — самом северном в рудном районе — серноколчеданное оруденение представлено пласто- и лентообразными залежами мощностью 1–5 м протяженностью до 1 км.

А. Циссарц [156], детально изучавший минералогию Боровица, отмечает многочисленные черты сходства этих месторождений с Раммельсбергом и Меггеном. Руды слож-

ны темно-серым мелкозернистым баритом, в котором содержатся пирит, мельниковит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, бурнонит, стибнит, сидерит.

Пирит обнаруживает гелеобразные концентрически-скорлуповатые структуры, встречается в форме оруденелых бактерий, образующих колонии и скопления ячеикообразной структуры, а также в виде хорошо оформленных кубических кристаллов. В зависимости от степени метаморфизма преобладают первые две или третья форма.

Марказит образует самые разнообразные сростания с пиритом, обрстая иногда оруденелые бактерии. Сфалерит встречается в виде гелеобразных смесей с марказитом, мелкозернистых сростаний с галенитом, а в более метаморфизованных месторождениях — в виде крупных сдвойникованных кристаллов. Галенит сростается в зернистые агрегаты с блеклой рудой и бурнонитом. Халькопирит довольно редок, он образует крупные кристаллы с каемками из блеклой руды и бурнонита.

По данным А.С. Крючкова и А.Г. Натарова [48], на месторождении Рупица наблюдается следующая вертикальная зональность: нижняя часть баритовой залежи обогащена свинцом и цинком, содержит 7% этих металлов и 100 г/т серебра; центральная часть рудного тела обогащена медью (1,2%), содержит 250 г/т серебра и 0,1—0,5% сурьмы.

Месторождения рудного района Боровица отличаются от Раммельсберга меньшей степенью метаморфических преобразований и более бедным минеральным парагенезисом. Происхождение первичных металлоносных растворов на этих месторождениях А. Циссарц [156, 157] связывает с раннегеосинклинальным вулканизмом, продукты которого отмечаются во многих пунктах в пределах рудного района.

Месторождение **Веовача**, расположенное в 3,5 км к юго-востоку от Вареша, относится к тому же типу барит-полиметаллических месторождений, что и Боровица, но представлено седиментационными брекчиями, содержащими Zn + Pb (в среднем 3 и 1%) до 10%, Cu 0,14, Hg 0,02, Sn 0,25%, Ag 5, Au 2 г/т [48].

Седиментационные рудные брекчии образуют зону длиной около 300 и шириной 50—100 м среди интенсивно дислоцированных пород среднего триаса. На месторождении они залегают в виде небольшой синклинальной складки. Брекчии состоят из кварц-глауконитовых песчаников, доломитов, известняков, серицитовых сланцев, алевролитов, цементированных баритом, сфалеритом, галенитом, мельниковит-пиритом, марказитом, тетраэдритом, буланжеритом, бурнонитом, антимонитом, халькопиритом, кальцитом, родохрозитом, кварцем, доломитом и хлоритом. Менее распространены лимонит, гетит, псиломелан, пиролюзит.

Барит встречается в виде мелкозернистых черных или темно-серых агрегатов либо в виде светлых кристаллических разностей. Галенит и сфалерит образуют в барите неравномерную вкрапленность и тонкие прожилки, а также линзы небольшой мощности, состоящие преимущественно из крупнозернистых агрегатов. Для сфалерита характерны также колломорфные и почковидные образования.

По представлениям А.С. Крючкова и А.Г. Натарова [48], месторождение Веовача было сформировано в результате активной вулканической деятельности, когда произошло накопление обломочных пород с одновременным образованием мелкозернистого барита, галенита, сфалерита, марказита и пирита. В результате последующих складчатых дислокаций и связанных с ними динамометаморфических процессов произошла раскристаллизация рудного материала с образованием светлого барита, крупнозернистого галенита и сфалерита. В постскладчатый период, в гидротермально-метасоматическую стадию произошло наложение кварца, антимонита, буланжерита, кальцита, реальгара и других минералов.

Сходные месторождения расположены в Черногории, вблизи северной границы Албании. Здесь известны два района оруденения: Брсково и Шута Прлина, разработка которых велась в 50-х годах [106].

Месторождение **Брсково** было известно еще в средние века. В окрестностях его обнажаются отложения нижнего палеозоя, всех отделов триаса и третичного возраста.

Согласно описаниям А. Циссарца [157], нижнетриасовые образования состоят из сейберских и сампельских слоев песчаников и песчанистых сланцев с роговиками, иногда с кварцитами, переходящих вверх по разрезу в мергелевые известняки и сланцы с линзами хлоритизированных миндалекаменных базальтов. В среднем триасе отлагались преимущественно известняки и сланцы с роговиками, перемежающиеся с субмаринными кварцевыми порфирами и кварцевыми кератофирами, диабазами и

диабазовыми порфиритами, их туфами и туффитами, а также субвулканическими телами того же состава. Верхний триас имеет карбонатный разрез.

Руды залегают в серицитизированных вулканитах, местами сланцах нижнего триаса. Они представлены массивными залежами, зонами вкрапленности и прожилковой минерализацией. Главные рудные минералы — пирит и сфалерит, второстепенные — галенит, халькопирит, блеклые руды, иногда пирротин и висмутин, бурнонит и буланжерит. Широко развиты гелевые структуры. Макроскопически массивные пиритовые руды очень близки к Раммельсбергским [157]. Околорудные изменения выражены в интенсивной серицитизации, локальном окварцевании, редкой каолинизации.

Вблизи Брсково расположено месторождение **Шута Прлина**, представленное неправильными залежами вкрапленных руд, переходящих иногда в мощные массивные тела, приуроченные исключительно к экстрезивным породам нижнего триаса. В составе руд господствующую роль играет пирит, сфалерит занимает подчиненное положение, а геленит развит очень слабо. Барита нет. Главный жильный минерал — кварц, местами образующий крупные скопления. Гелевые структуры распространены значительно меньше, чем в Брсково. В отличие от Брсково околорудные породы подвержены хлоритизации и в меньшей степени каолинизации и серицитизации. Месторождение подверглось интенсивному воздействию более поздних тектонических деформаций.

Месторождение **Шупля Стиена** находится приблизительно посередине между Боровице и Брсково, в сходной с последним геологической обстановке. Вулканогенные образования среднего триаса состоят из кварцевых порфиритов, санидин-порфиритов и авгитовых порфиритов. Это субвулканические тела и субмаринные излияния с миндалекаменной структурой. Месторождение, по данным А. Циссарца [157], приурочено к порфирирам среднего триаса и перекрывается известняками ладинского яруса.

Рудные тела приурочены к контакту подводных кератофилов и кварцевых кератофилов. Рудная зона имеет северо-восточное простирание и северо-западное падение. Протяженность ее составляет несколько сотен метров, ширина 150 м. Оруденение представлено линзообразными и жилообразными телами мощностью от 10 см до 5 м и более. Местами оруденение носит вкрапленный характер. Рудные тела нарушены и раздроблены, а иногда переотложены в более позднюю тектоническую фазу.

Минеральный состав руд обычен: пирит, сфалерит, галенит, немного халькопирита. В незначительном количестве встречаются пирротин по марказиту и пириту, блеклая руда, сидерит, магнетит, арсенопирит и очень редко кубанит, валлериит, станнин.

А. Циссарц предполагает, что отложение руды происходило в несколько этапов. В первый этап отложились сфалерит, халькопирит, пирротин и магнетит, показывающие признаки образования при высокой температуре. Затем образовались пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и блеклая руда без сопровождающих высокотемпературных минералов. В пирите, сфалерите и отчасти галените этого этапа сохраняются реликты гелевых структур различных типов и форм. В целом руды раскристаллизованы, местами катаклазированы и регенерированы. Рудовмещающие вулканиты в значительной мере хлоритизированы. Из околорудных изменений отмечаются серицитизация, незначительная каолинизация и непосредственно на контакте с рудой — окварцевание.

Южная часть Динарской складчатой системы, занимающая территорию Южной Югославии, Албании и Греции, носит название "Элленид" [91]. В структурном отношении эллииды представляют собой чередование узких геосинклинальных прогибов геосинклинальных поднятий и срединных массивов, вытянутых в северо-западном направлении. В пределах срединных массивов и поднятий обнажаются палеозойские сланцы, мраморы и гнейсы и раннемезозойские порфириды и радиоляриты, прорванные гранитоидными интрузиями различного возраста. Геосинклинальные прогибы выполнены триас-эоценовыми известняками и флишоидами, накопление которых во внутренних зонах Элленид, занимающих восточную часть Греции, сопровождалось мощным развитием офиолитов и радиоляритов. Олигоценные орогенные движения отмечены здесь андезитовым вулканизмом и внедрением гранитоидов.

Все колчеданные месторождения Греции приурочены к геосинклинальным зонам. Наиболее известными из них являются месторождения **Гермионис** и **Агхии Теодори**, расположенные в пределах Субпелагенийской геосинклинальной зоны. Первое находится в восточной части п-ова Пелопонес и разрабатывается уже в течение 50 лет. За это время из него извлечено около 1 млн. т. руды, содержащей 40% серы и около 0,8% меди. В 1960 г. доразведкой было установлено наличие еще 1 млн. т руды со средним

содержанием меди около 3%. Месторождение Агхии Теодори находится к северо-западу от о-ва Эвбея, в 50 км севернее г. Ламия. Оно разрабатывается около 15 лет и дало несколько десятков тысяч тонн руды с 5–7% меди.

Оба месторождения представляют собой пласты и линзы массивных колчеданов, залегающие согласно в верхнемеловом флише вблизи субмаринных андезитов и туфов того же возраста. На месторождении Гермнионис разрабатываются две рудные залежи Каракасси и Ророс. Рудная залежь Каракасси, в настоящее время почти полностью отработанная, состоит из трех тел длиной 100–200, шириной около 100 и мощностью 1–12 м, представляющих собой, по-видимому, тектонически разобщенные части одной рудной линзы. Рудная залежь Ророс имеет длину 1500, ширину 200 и мощность 0,2–5 м. Она также разбита на несколько частей широтными сбросами. Лежащий бок месторождения Гермнионис представлен красными известковистыми сланцами мощностью до 20 м, ниже которых залегают флишевые глинистые сланцы и песчаники. Висячем боку вскрыты глинистые сланцы и туффиты.

Размеры рудного тела месторождения Агхии Теодори 50 x 30 м при мощности 2–8 м. Предполагают, что это только часть более крупной залежи. Руды обоих месторождений характеризуются сходной минералогией. Они состоят преимущественно из пирита с примесью халькопирита, содержание которого сильно колеблется. Повсеместно присутствует также сфалерит. Галенит — редок. Пирит образует колломорфные агрегаты и зональные кристаллы со всеми степенями перехода между ними. Зерна его часто катаклазированы. Халькопирит образует сеткообразную кайму вокруг зерен пирита и заполняет трещины внутри них. Иногда он встречается в виде включений в сфалерите. Месторождения характеризуются низкими содержаниями мышьяка. В рудах Гермниониса присутствуют никель и кобальт (0,03–0,04%). Жильные минералы обоих месторождений представлены кварцем и серицитом, а также кальцитом, формирующим более поздние прожилки. Пластообразные колчеданные тела разрабатываются также на п-ове Халкидики, у зал. Кассандра. Они содержат Cu около 1, S 32% и Au 2 г/т. Более чем за 50 лет эксплуатации здесь было добыто 6 млн. т пирита, 8 тыс. т сульфидной руды, содержащей Pb 4%, Zn 7 и As 2% [324, 91].

Колчеданные месторождения Югославии и Греции принадлежат трем структурно-тектоническим зонам: Среднегорью (суббалканской меловой вулканической зоны — по А. Диссарцу), внутридинарской геосинклинали и внутренней зоне Элленид.

Месторождение Бор, относящееся к Среднегорской структурно-тектонической зоне, носит явные черты сходства с месторождениями этой же зоны, расположенными в пределах Болгарии. Оно залегают в андезитоидах сенона, представлено сложными штокообразными телами, имеет преимущественно медный состав и сформировано, по-видимому, на субвулканическом уровне путем метасоматического замещения вулканических толщ.

Месторождения внутридинарской геосинклинали залегают в мощных терригенных, иногда терригенно-карбонатных толщах, содержащих включения вулканитов преимущественно основного состава. При этом месторождения, связанные с отложениями нижнего триаса (Брсково, Шута Прлина), обнаруживают явную связь с раннегеосинклинальными базальтоидами и являются преимущественно массивными серноколчеданными, а месторождения в отложениях среднего триаса (Боровица, Веовача) залегают в сланцевых толщах и являются типичными стратиформными барит-полиметаллическими.

Некоторым своеобразием отличается месторождение Шупля Стиена, залегающее среди кератофигов и кварцевых кератофигов среднего триаса и представленное линзами, жилами и вкрапленности пирит-сфалерит-галенитового состава с незначительной примесью халькопирита.

Колчеданные месторождения, залегающие в верхнемеловом флише внутренней зоны Элленид, являются типичными стратиформными пирит-халькопиритовыми. Они характеризуются согласными пласто-, линзо- или чешуеобразными залежами, совместным залеганием с подводными эффузивами и туфами (туффитами), дотектоническим возникновением, определяемым как по условиям залегания, так и по микротекстурам руд, гелевыми структурами пирита, выдержанным на большом протяжении составом руд. Все эти признаки, по мнению С. Аранитиса [121], однозначно свидетельствуют об их сингенетичном происхождении. К такому же выводу относительно генезиса и других описанных месторождений приходят в настоящее время большинство исследователей [41].

Остров Кипр находится на западном окончании цепи краевых офиолитовых зон, протягивающихся вдоль границы Альпийского складчатого пояса и Аравийской платформы, от Омана до Средиземного моря [54]. Кипрская офиолитовая зона обнажается в пределах массива Троодос, вытянутого в запад-северо-западном направлении и занимающего около трети площади острова. Массив Троодос сложен гарцбургитами, окруженными смешанными ультраосновными породами, по периферии которых наблюдаются выходы габбро и гранофиров. Этот плутонический комплекс перекрывается "пластинчатым дайковым комплексом", представляющим собой серию пронизывающих друг друга параллельных даек преимущественно диабазового (в отдельных случаях андезитового и дацитового) состава. Дайки мощностью 0,5—3 м имеют в подавляющем большинстве вертикальное падение и меридиональное простирание. Общая мощность дайковой серии 2—4 км. Выше нее, уже по самому краю массива, обнажаются пиллоу-лавы, подразделяющиеся на нижний и верхний горизонты. В последние годы многие исследователи [185, 278, 188, 333] склоняются к мысли, что базиты и ультрабазиты массива Троодос представляют собой участок мезозойской океанической коры, сформировавшийся в условиях растяжения на оси спрединга. На интрузивно-экструзивном комплексе Троодос иногда согласно, но чаще с размывом залегает серия карбонатных пород, песчаников и конгломератов от верхнемелового до четвертичного возраста. В основании серии залегают коричневые радиоляриевые сланцы формации Перапеди мощностью 1—25 м. Обогащенные окислами и гидроокислами железа и марганца сланцы формации Перапеди накапливались в период затухания базальтоидного вулканизма и интенсивной деятельности поствулканических гидротерм [373].

Все колчеданные месторождения Кипра приурочены к пиллоу-лавам, окаймляющим массив Троодос (рис. 66). Разработки руды на острове были известны еще 2,5 тыс. лет назад, а возможно, и ранее, но началом современной горнодобывающей промышленности считается открытие в 1882 г. мелких рудников вокруг Лимни на западном побережье Кипра. В настоящее время на Кипре известно 23 промышленных сульфидных месторождения и 65 рудопроявлений с общими запасами в 45 млн. т руды, половина из которых уже отработана. Сейчас на Кипре ежегодно добывается около 150 тыс. т руды, содержащей S 40—50 и Cu 1—4%. Пиритовые руды составляют главную статью государственных доходов и служат основным источником обмена с заграницей.

Подушечные лавы, вмещающие колчеданные месторождения, уже при первых геологических съемках были подразделены на два горизонта мощностью около 300 м каждый: нижние подушечные лавы, сложенные безоливиновыми базальтами, рассечены многочисленными дайками, составляющими до 60% объема пород. Они несут следы постепенного перехода к подстилающему "пластинчатому интрузивному комплексу", в верхней части которого, именуемой "базальной группой", присутствует до 10% базальтовых лав с реликтовой подушечной отдельностью. Верхние подушечные лавы сложены более основными оливиновыми базальтами. Они отличаются от нижних морфологией и размером подушек, расположением пустот в них, наличием прослоев осадочных и туфогенно-осадочных пород, но главным образом — слабым развитием даек и силлов, объем которых не превышает 10%. Следует отметить, что верхние подушечные лавы рассекаются только дайками диабазового состава, более кислых разновидностей в них не встречено. Оба горизонта подушечных лав изменены в условиях цеолитовой фации метаморфизма. Детальное изучение метаморфических минералов позволило А. Гэссу и Дж. Смейнгу [186] установить, что для нижней толщи характерно возрастание метаморфизма книзу и постепенный переход к породам нижележащего дайкового комплекса, метаморфизированного в условиях зеленосланцевой фации. Эти авторы предполагают, что образование и метаморфизм нижней толщи подушечных лав происходили в условиях высокого теплового потока, характерного для осевых частей срединно-океанических хребтов, а формирование верхней толщи вне осевой зоны после перерыва и некоторой подводной эрозии.

В пределах массива Троодос преобладают запад-северо-западные-восток-юго-восточные структурные направления. Они подчеркиваются простиранием самого мас-

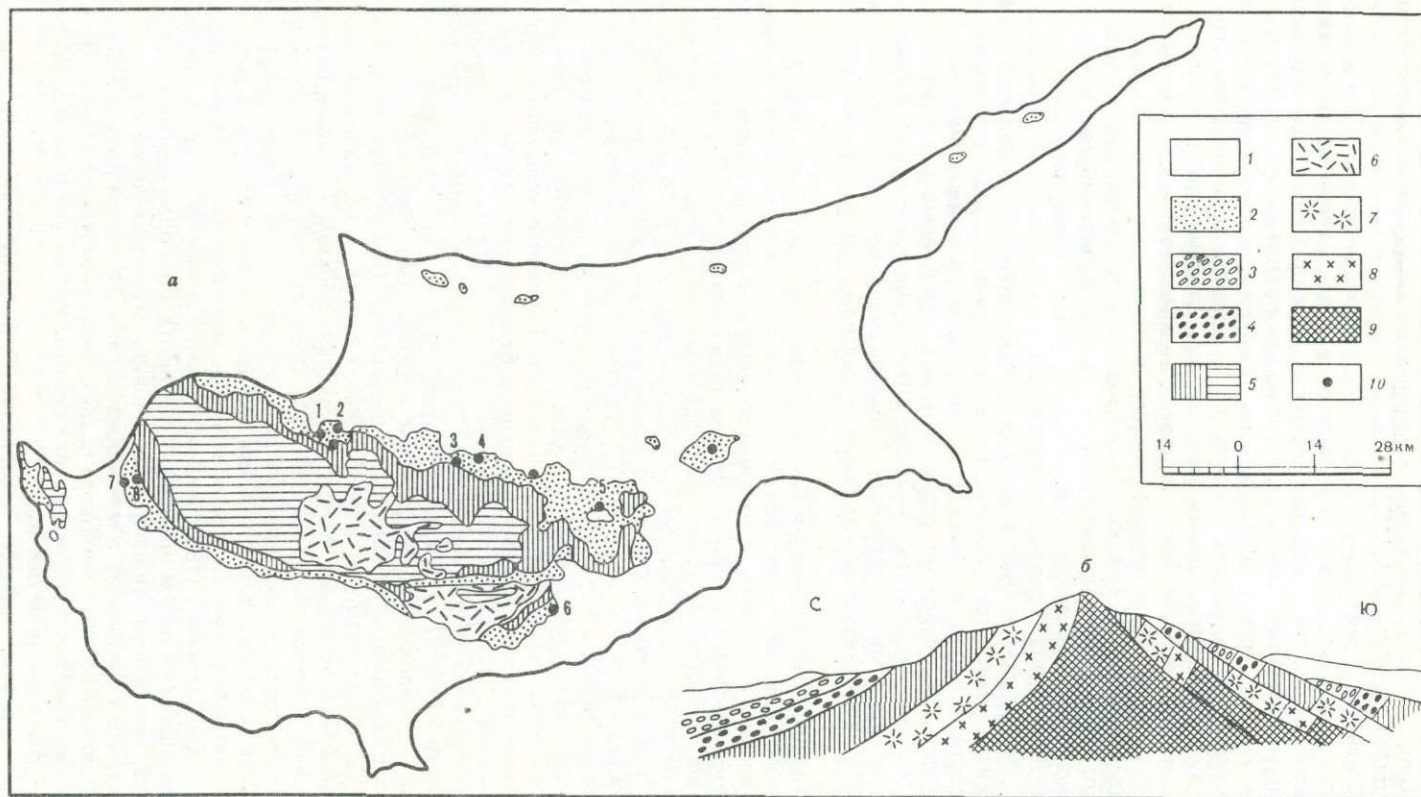


Рис. 66. Карта размещения основных колчеданных месторождений Кипра (а) [206] и схематический геологических разрез массива Троодос (б) [188]

1 — меловые и третичные отложения; 2 — нерасчлененные подушечные базальты; 3 — верхние подушечные базальты; 4 — нижние подушечные базальты; 5 — пластинчатый интрузивный комплекс; 6 — нерасчлененный плутонический комплекс; 7 — габбро и гранофиры; 8 — смешанные ультрабазиты; 9 — гарцбургиты; 10 — колчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 — Мавровуни, 2 — Скуриотисса, 3 — Коккинопецула, 4 — Агрокипия, 5 — Матиати, 6 — Калавасос, 7 — Лимни, 8 — Кинуса

сива, направлением некоторых наиболее ранних даек, размещением поясов месторождений и тектоническими нарушениями. Вторым господствующим структурным направлением является меридиональное, которому соответствует подавляющее большинство даек и сбросов, а также ориентировка полосовых магнитных аномалий [185]. Блоковые подвижки по тектоническим нарушениям привели к образованию горстов и грабенов, испещряющих массив. Южное крыло массива Троодос характеризуется наличием многочисленных сколовых зон и надвигов (рис. 66).

Подавляющее большинство колчеданных месторождений Кипра приурочено к северному склону массива Троодос, что связано, по-видимому, с более спокойной тектонической обстановкой в этой части. Они залегают на поверхности базального горизонта дайкового комплекса или нижних подушечных лав и перекрываются верхними подушечными лавами, не несущими сульфидной минерализации. Исключением является месторождение Скуруитисса, где массивная рудная залежь располагается стратиграфически выше нижних подушечных лав и перекрывается непосредственно сланцами формации Перапеди (рис. 67).

Ф. Воксом [375] было отмечено, что рудные тела, залегающие на базальном горизонте, резко обеднены медью по сравнению с рудами, располагающимися на поверхности нижних подушечных лав. В общих чертах в каждом месторождении Дж. Константину и Дж. Говет [160] выделяют три зоны (сверху вниз): горизонт охр, представляющий собой обогащенные гидроксидами железа аргиллиты с прослоями обломочных сульфидов; массивные колчеданные руды, подразделяющиеся в свою очередь на конгломератовидные вверху и компактные внизу; штокверковая зона, содержащая прожилки, гнезда и вкрапленность сульфидов в измененных и окварцованных лавах. Конгломератовидные руды массивной зоны состоят из сфероидальных и подушкообразных блоков плотных сульфидов, погруженных в пиритовую сыпучку. Пропорция и размеры сульфидных блоков возрастают сверху вниз. Руды характеризуются большим количеством пустот размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров, вследствие чего объемный вес руды не превышает $3,5 \text{ г/см}^3$. Компактные руды состоят из крупных блоков плотного пирита, разделенных трещинами шириной в несколько сантиметров, вдоль которых развивается пиритовая сыпучка.

Главный минерал всех месторождений Кипра — пирит. На некоторых обильно развивается марказит. Вторым по распространенности сульфидным минералом является халькопирит, в котором иногда отмечаются вроски валлериита. Кроме того, встречается темный железистый сфалерит, в качестве незначительной примеси — галенит и изредка пирротин. Почти все рудные тела обогащаются халькозином, борнитом, ковеллином, дигенитом и идаитом, а также многочисленными вторичными сульфатами и другими гипергенными минералами. В железной шляпе некоторых месторождений присутствует горизонт так называемой чертовой грязи, содержащей повышенные концентрации серебра и золота. В зонах окисления часто развивается малахит.

Дж. Константину и Дж. Говет [160] на месторождениях Кипра различают три разновидности пирита.

Пирит-I образует эвгедральные до субгедральных отчетливо зональные зерна. Эвгедральные зоны отдельных кристаллов окружены зонами колломорфной микроструктуры, за которой может следовать новая эвгедральная зона. Границы зерен неправильные, часто плотно сросшиеся. Пирит этой разновидности наиболее характерен для компактных руд. Он отличается высокой отражательной способностью, высоким рельефом, слабым развитием микропор.

Пирит-II, как и пирит-I, развит преимущественно в компактных рудах. Он характеризуется отсутствием зональности, широкими вариациями размеров и формы зерен с ровными и округлыми границами, сравнительно низкой отражательной способностью. Положение пирита-I в виде пятен внутри пирита-II и сечение зональности пирита-I зернами пирита-II свидетельствуют о более позднем выделении последнего.

Пирит-III образует пиритовую сыпучку. Он отличается крайне высокой пористостью и вследствие этого низкой отражательной способностью и низким рельефом. Пирит-III образует фрамбоидальные выделения, колломорфная структура которых проявляется благодаря различной пористости отдельных полос. Судя по взаимоотношениям зерен, пирит-III выделился позднее пирита-II. Пирит глубоких горизонтов содержит Ti .

Марказит встречается преимущественно в верхней части массивных руд и является

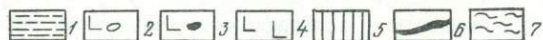
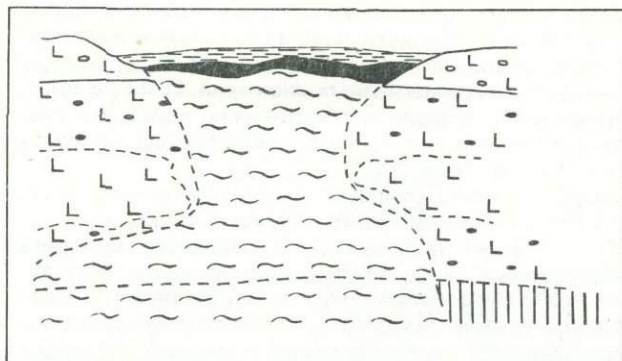


Рис. 67. Схематический вертикальный разрез месторождения Скуриотисса [373]

1 — формация Перапеди; 2 — верхние пиллоу-базальты; 3 — нижние пиллоу-базальты; 4 — массивные базальты; 5 — базальная группа; 6 — массивная руда; 7 — хлоритизированная руда

одновременным или более поздним по сравнению с пиритом-III. Количество его уменьшается к подошве рудного тела и в штокверковой зоне он отсутствует.

Халькопирит также присутствует в основном в массивных рудах, где содержание его крайне

непостоянно. В разных частях одного образца руды оно может колебаться до 1 до 10%. Наиболее обилен он в верхней части массивных руд, где вместе с борнитом, халькозином, ковеллином и другими медными минералами цементирует корродированные зерна пирита или заполняет микропоры в пирите третьей генерации. С глубиной количество халькопирита уменьшается, он встречается только в виде микровключений, слагающих отдельные зоны в зернах пирита-I.

Сфалерит по характеру проявления тесно связан с халькопиритом. Пирит, халькопирит и в меньшей степени сфалерит образуют иногда колломорфные сростания при заполнении трещин в штокверковой зоне. Пирротин встречается очень редко и практически только в верхней части массивных руд, т.е. в зоне, наиболее обогащенной халькопиритом и сфалеритом.

Околорудные изменения разнообразны и сложны. В надрудных толщах они почти не проявлены, зато в боковых и подстилающих породах развиты повсеместно. Р. Хатчинсон [206] выделяет три типа изменения боковых пород. Первый из них представлен сосюритизацией лав, проявленной на больших площадях и связанной возможно с подводными излияниями. Второй тип изменений выражается в хлоритизации, развитии светлых слюд, окварцевании и пиритизации эффузивов под рудными телами до неизвестной глубины или вблизи них. Эти изменения, по-видимому, сопровождали внедрение рудных флюидов. Наконец, вблизи рудных тел породы бывают выщелочены и окислены в узкой полосе. В них развиваются ярозит и натроярозит, появляющиеся при окислении и выветривании руд. Изучение изотопных соотношений стронция в околорудных метасоматитах четырех месторождений, расположенных в разных частях массива Троодос, показало, что в формировании рудообразующих флюидов существенную роль играла морская вода позднемиоценового времени [154].

Месторождение **Мавровуни** является главным поставщиком руды на Кипре и содержит почти половину рудных запасов острова. Оно находится у северо-западного побережья, в 6,5 км к югу от зал. Морфу. По подсчетам 1963 г., запасы его составляют 20 млн. т руды, содержащей Cu 3,5–4,5, Zn 0,5%, Au 0,3–0,7 и Ag 7,1–35,4 т/т. Слепая рудная залежь перекрывается верхними подушечными лавами и плиоцен-плейстоценовыми осадочными породами общей мощностью 120–225 м. Она занимает приподнятый блок, ограниченный с севера и юга древними тектоническими нарушениями, а с запада и востока — грабенами, выполненными верхними подушечными лавами. Рудное тело, на 99% состоящее из сульфидов, имеет размеры 640 × 240 × 180 м и наклонено от центра массива Троодос под углом 16° в согласии с перекрывающими лавами. Верхний контакт его резкий, вниз и по периферии оно переходит в рассеянную минерализацию. Оно имеет ответвления в боковые породы как в нижней, так и в верхней части. Р. Хатчинсон [206] предполагает, что верхние ответвления могут представлять собой пути истечения рудоносных гидротерм, заполнявших пониженные части рельефа. Над приподнятой частью рудной залежи отмечается незначительная по мощности железная шляпа. Все рудное тело перекрывается горизонтом охр, представляющих собой стратифицированные железистые аргиллиты с включениями и валунами массивных сульфидов размером до 10 см и более.

Месторождение **Скуриотиса** является вторым по значению на Кипре. Оно расположено в 4 км к востоку от Мавровуни, на северном склоне массива Троодос. Месторождение разрабатывалось с 1914 по 1940 г. вначале подземным, затем открытым способом. В 60-х гг. работы были возобновлены и сейчас месторождение интенсивно эксплуатируется. Общие запасы руды составляют 6 млн. т при содержании Cu 2,25%, Fe 45, S 51%. Кроме того, присутствует незначительное количество марганца, мышьяка, свинца, цинка и благородных металлов. Рудное тело блюдцеобразной формы залегает на поверхности подушечных лав и перекрывается сланцами формации Пераледи (рис. 68).

Большая ось рудного тела вытянута в широтном направлении на 560 м, малая — в меридиональном на 180 м, максимальная мощность составляет около 40 м. Интересным является несовпадение рудного тела и штокверковой зоны, которая смещена по разлому и обнаружена к западу от массивной руды. Под рудной залежью вскрыты: хлоритизированные и окварцованные, но не минерализованные подушечные лавы [146]. Руда мелкозернистая, слабо сцементированная, жеодистая. Размеры выделений пирита не превышают 1 мм, в сростании с ним встречается халькопирит. Марказит редок, пирротин не обнаружен. В процессе эксплуатации на месторождении были встречены залежи самородной серы. В кровле восточной части рудного тела установлено присутствие маккинавита, а вдоль зон разломов — дельфоссит и тенорит.

Месторождение **Коккинопецула** расположено в 27 км к юго-востоку от Скуриотиса, на высоте 400 м над уровнем моря. Содержит 2,5 млн. т руды с 0,3% меди. Разработки ведутся открытым способом, добывается только серный колчедан. Эллипсообразное тело массивной руды залегает в нижних подушечных лавах, штокверковая зона прослеживается в пределах базального горизонта. Верхние подушечные лавы в районе месторождения отсутствуют, но питающие их дайки диабазового и базальтового состава, не несущие минерализации и не измененные околорудными процессами, встречаются в большом количестве. Они имеют северо-западное простирание и падают под углами $70-90^\circ$. Меридиональный разлом делит рудную залежь на западную часть, совсем не содержащую меди, и восточную, слегка обогащенную медью. Дайки встречаются только в восточной половине месторождения [226].

Переход от массивной руды к подстилающей штокверковой зоне осуществляется постепенно. На месторождении имеется хорошо развитая железная шляпа, долгое время разрабатывавшаяся с целью извлечения серебра и золота. Остатки ее содержат кварц, гематит, ярозит, прожилки серы, куприт и незначительное количество самородной меди. Вокруг рудной залежи наблюдается ореол интенсивных вторичных изменений — эпидотизации, окварцевания, серицитизации. Измененные породы имеют светло-серый цвет и резко контрастируют с коричневато-черными и густо-зелеными подушечными лавами. Над остатками железной шляпы проходит зона интенсивного окремнения с очень извилистыми границами.

Месторождение **Агрокипия** было открыто в 1955 г., в 3,5 км к востоку от Коккинопецулы. Оно залегает среди нижних подушечных лав и перекрывается верхними подушечными лавами. На месторождении насчитывается до 3 млн. т руды, содержащей Cu 1—4 и Zn 8—9%. Рудное тело имеет неправильную форму, выгнутую в сторону пустой породы. Верхняя часть его разрабатывается, нижняя пока не установлена. Северная граница рудного тела проходит по широтному сбросу, южная — выражена нечетко, имеет место постепенный переход от богатой руды к бедной. Руды характеризуются быстрой и частой сменой зернистости. Помимо пирита, халькопирита и сфалерита, в кровле месторождения присутствуют галенит и теннантит. Халькопирит местами замещается халькозином и борнитом. Степень пропилитизации рудовмещающих пород уменьшается с удалением от рудного тела. В отличие от месторождения Коккинопецула над железной шляпой, содержащей серебро и золото, зона окремнения не отмечена. Термометрические исследования показали, что кристаллизация руд происходила при температуре около 280° .

В 2 км к северу от Коккинопецулы недавно было обнаружено богатое медью месторождение **Коккиноия**. В настоящее время месторождение обрабатывается закрытым способом на глубине 125 м с производительностью 2 тыс. т руды в сутки. Месторождение перекрывается неминерализованными верхними подушечными лавами. Как и на Агрокипии, здесь обильно развит сфалерит.

Месторождение **Матиати** расположено у восточного окончания массива Троодос, в 20 км к югу от Никозии. Месторождение разрабатывается для добычи серного кол-

чедана, в нем содержится 2,8 млн. т руды, количество меди в которой не превышает 0,24%. Рудное тело размещается в приподнятом блоке и наклонено к северо-западу. Оно перекрывается верхними подушечными лавами, залегающими почти согласно. Руды характеризуются обильным развитием марказита и хорошо выраженной зоной охр, содержащей отдельные кристаллы пирита, тонкие прослой и округлые блоки диаметром 1—20 см. Блоки концентрируются непосредственно над массивными сульфидами и обладают тонкой концентрической полосчатостью и зональностью, которая отмечается и в массивных рудах.

Месторождение **Калавасос** (Моусулос) находится у юго-восточного края массива Троодос, в 20 км к юг-юго-западу от Матиати. Оно содержит около 1 млн. т руды, в которой насчитывается Cu и Zn 0,5—2,5%. Рудное тело залегают под покровом неминерализованных верхних подушечных лав мощностью 75 м и наклонено в соответствии с ними к северу под углом 40° . Сверху и снизу рудная зона ограничена пологими сбросами. Характерно присутствие над рудным телом хорошо развитой зоны охр мощностью от 0,5 м до нескольких метров. В охрах содержатся многочисленные валуны и обломки плотного желтого пирита (иногда с примесью халькопирита и сфалерита) до 70 см в диаметре. По направлению к массивной руде количество охр постепенно сокращается, уступая место тонкозернистому рыхлому пириту и марказиту. Месторождение Калавасос наряду с Мавровуни считается одним из самых богатых золотом.

Месторождение **Ламни**, расположенное у западного побережья острова, является одним из немногих, принадлежащих южному обрамлению массива Троодос. Оно начало разрабатываться первым на Кипре в 80-х гг. прошлого столетия. Содержит около 50 тыс. т полуокисленных руд с 1,41% меди. Месторождение представляет собой штокверковую зону, в сильно измененных лавах базальной группы. Рудная зона со всех сторон окружена неминерализованными верхними подушечными лавами и перекрыта сланцами формации Перапеди. Предполагается, что зона массивных сульфидных руд была здесь эродирована либо смещена по пологому тектоническому нарушению. Штокверковая зона состоит из прожилков северо-западного или северо-восточного направления, достигающих 15 см в ширину. Прожилки выполнены пиритом, халькопиритом и сфалеритом, а иногда почти чистым халькопиритом и ковелянином, так что в целом породы содержат до 1% меди. Трещины и пустоты в пиллоу-лавах заполняются пиритом и кварцем, кроме того, во вмещающих породах присутствует обильная вкрапленность пирита. Вдоль контактов многих жил вмещающие породы изменены на ширину до 3 см. С глубиной интенсивность минерализации уменьшается. Здесь в диабазовых дайках с редкими подушками присутствует лишь рассеянная сульфидная минерализация и тонкие неправильные прожилки. Количество сульфидов в породе не превышает 4%, а содержание меди составляет 0,2%.

Месторождение **Кинуса** с общими запасами в 300 тыс. т руды было открыто в 1950 г., в 2,5 км к востоку от Лимни. С 1954 г. здесь ведется интенсивные разработки массивных руд, на 96% из сульфидов. Руды содержат Cu 2,37%, Zn 3,37% и S 45%.

Отсутствие поствулканического орогенеза и интрузивной деятельности на Кипре позволяет установить четкие генетические связи колчеданных месторождений с вмещающим их офиолитовым комплексом. Это предопределило большой интерес к колчеданным месторождениям Кипра, их широкую известность и выделение особого кипрского типа (подсемейства) колчеданных месторождений. Основным признаком принадлежности месторождений к Кипрскому подсемейству служит их тесная связь с продуктами раннеокеанического базальтоидного вулканизма, тесно ассоциирующего с базит-ультрабазитовыми интрузиями и комплексом параллельных даек. Вторым отличительным свойством является преимущественно медный, реже медно-цинковый состав руд. Помимо этого, для месторождений Кипра характерны также следующие отличительные признаки.

1. Месторождения невелики по размерам. Все они, за исключением Мавровуни, содержат менее 10 млн. т руды.

2. Рудные тела, залегающие в общих чертах согласно с вмещающими породами, имеют скорее трубообразную, чем пластообразную форму и многочисленные ответвления в боковые породы.

3. Верхний контакт рудных залежей резкий, нижний — постепенный.

4. Под рудными телами присутствует штокверковая зона, отмечающая пути подъема рудоносных гидротерм.

5. Над большинством рудных тел сохранилась зона охр, образовавшаяся вследствие подводного выщелачивания и окисления рудных залежей сразу после их отложения на дне моря.

6. Все руды мелкозернисты и обладают признаками колломорфного строения.

7. В рудных телах блоки массивной руды погружены в мелкозернистую пиритовую сыпучку, количество которой заметно возрастает снизу вверх. Такое строение рудных залежей, а также обогащение полезными компонентами верхних частей массивных руд связывают с кислотным выщелачиванием руд после их отложения.

Глава 14

ТУРЦИЯ

Большая часть территории Турции располагается в пределах Анатолийского сегмента альпийского складчатого пояса, который состоит из ряда субпараллельных складчатых цепей и разделяющих их срединных массивов. Колчеданные месторождения приурочены к складчатым системам Понтид и Таврид, ограничивающих Анатолийский сегмент с севера и с юга (рис. 68) [67].

РУДНОЕ ПОЛЕ ЭРГАНИ-МАДЕН

К южному поясу относится группа месторождений Эргани-Маден, расположенная в Восточном Тавре (юго-восточная часть Турции), в верховьях Тигра и Евфрата. Недавними археологическими исследованиями было установлено, что эти месторождения поставляли самородную медь и сульфидные руды для самых первых металлургов Земли за 2000 лет до н.э. Известно также, что в годы первой мировой войны месторождения Эргани-Маден были основным источником меди для европейских держав. Однако систематическая и непрерывная разработка их началась только в 1939 г. С этого времени и по 1968 г. из разных месторождений района было добыто 6,2 млн. т руды, содержащей в среднем 6,5% меди. На январь 1978 г. запасы меди на месторождении Эргани-Маден составляли 500 тыс. т. Богатые массивные руды содержат: Cu 8—12%, Fe 39,5, S 48,4%, Au 1,4, Ag 21,9 г/т. Кроме того, в них содержится до 0,25% Co, который не извлекается из-за отсутствия рациональной технологии. В 60-е гг. разрабатывались руды, содержащие Cu не менее 7%. Позднее приступили к разработке более убогих залежей.

Восточный Тавр является частью цепи краевых офиолитовых поясов, отделяющих альпиды от Аравийской платформы. Месторождения Эргани-Маден образуют широтную полосу в северной части одного из офиолитовых массивов, сложенного хромитосными [199] серпентинизированными перидотитами и соскритовыми габбро. Многочисленные останцы кровли массива, к которым приурочено большинство месторождений (часть месторождений залегает непосредственно в серпентинитах), сложены эвгеосинклинальными вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела. Они представлены спилитами с подушечной отдельностью, вулканическими брекчиями, дайками диабазов и прерывистыми слоями кремнистых сланцев и аргиллитов, а также известняков и мергелей с мелководной фауной нуммулитов и моллюсков. Все основные породы интрузивного и эффузивного облика отвечают по своему химическому составу щелочным базальтам, не испытавшим после консолидации существенного метасоматоза (табл. 7).

Породы кровли полого падают на север—северо-запад и вместе с подстилающими их серпентинитами образуют Маденский тектонический покров, надвинутый с севера в конце миоцена — начале плиоцена [353]. Величина перемещения надвига оценивается по-разному: от 200 м [189] до 9—11 км [54]. Рудный пояс Эргани-Маден сопровождается мощной геохимической аномалией меди протяженностью 45 и шириной около 6 км. Аномалия протягивается к север—северо-западу и восток—юго-востоку от пояса и охватывает в равной мере как интрузивные, так экструзивные осадочные породы [189].

Месторождение Ана-Ятак — самое крупное в рудном поле Эргани-Маден. Оно располагается в породах кровли серпентинитового массива, представленных серовато-красны-

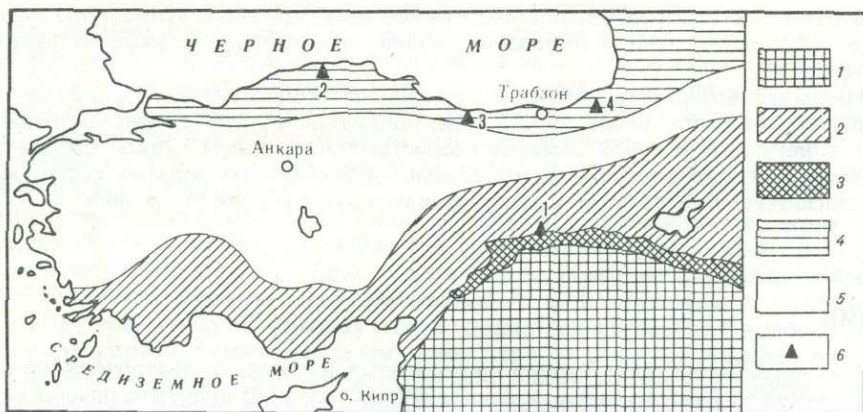


Рис. 68. Схема размещения колчеданных месторождений Турции

1 — Африкано-Аравийская платформа; 2 — складчатая система Таврид; 3 — офиолитовая зона Маден; 4 — складчатая система Понтид; 5 — Анатолийский сегмент Альпийского складчатого пояса; 6 — колчеданные месторождения (цифры на схеме): 1 — Эргани-Маден, 2 — Кюре, 3 — Лаханос, 4 — Мургул

ми и зелеными аргиллитами с прослоями известняков и кремнистых сланцев. Эти отложения заполняют впадину Ана-Ятак, длиной 1000, шириной 500 и глубиной 170 м. Впадина простирается в северо-западном направлении и имеет вытянутые, заостренные концы, придающие ей канозобразную форму. Южная часть ее нарушена многочисленными сбросами. Эллипсоидальное рудное тело размером 500 x 300 x 50 м, как и впадина, вытянуто в северо-западном направлении. Оно имеет плоскую поверхность, пологу погружающуюся к юго-западу. Вверх от нее отходят дайкообразные апофизы, выполненные брекчией рудовмещающих пород с сульфидным цементом. Массивное сульфидное тело подстилается импрегнационной рудой прожилкового и гнездообразного строения (рис. 69).

Таблица 8

Химический состав (в вес. %) рудовмещающих пород месторождения Эргани-Маден [199]

Порода	SiO ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Диабаз	53,3	0,68	15,45	2,3	7,6	0,17	6,35
Кварцсодержащий спилит	61,0	2,05	13,03	5,4	3,4	0,20	3,20
Спилит серый с вкрапленностью пирита	58,2	1,92	15,55	2,1	3,6	0,16	6,03

Таблица 8 (окончание)

Порода	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Сумма
Диабаз	6,33	4,23	0,50	2,25	0,16	0,07	99,6
Кварцсодержащий спилит	2,62	5,03	0,69	2,03	0,31	0,0	99,4
Спилит серый с вкрапленностью пирита	0,98	3,34	1,28	3,85	0,20	0,20	99,9

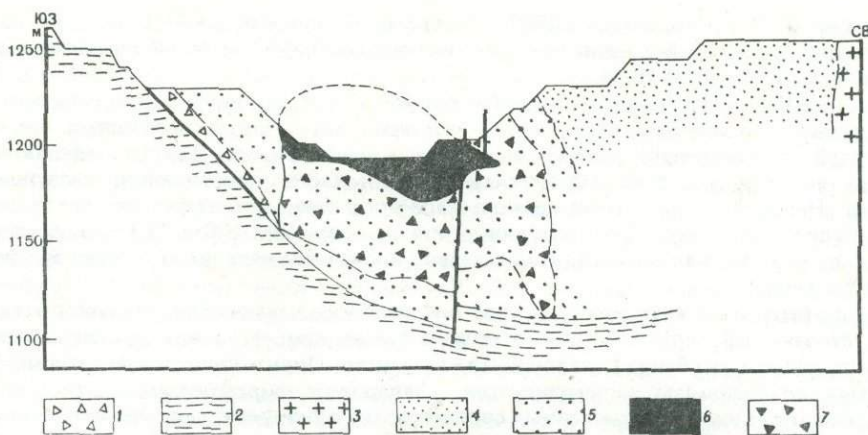


Рис. 69. Геологический разрез сульфидного месторождения Ана-Ятак [189]

1 — серпентинитовая брекчия; 2 — серпентиниты; 3 — диориты, местами серпентинизированные; 4 — аргиллиты; 5 — хлоритовые породы; 6 — массивные сульфиды вместе с железной шляпой; 7 — рассеянные сульфиды

Главными рудными минералами являются пирит, магнетит, пирротин, халькопирит и сфалерит, второстепенными — валлериит, кобальтин, марказит, кубанит, линнеит, пикотит. В зоне вторичного обогащения встречаются халькозин, ковеллин, дигенит и борнит. Жильные минералы представлены преимущественно кварцем и железистым хлоритом, а также сидеритом, ильваитом, баритом и кальцитом. Пирит встречается в виде колломорфных стяжений и фрамбоидов размером 10–20 мкм, а также в виде звездчатых кристаллов до 1–2 мм. В крупнозернистом пирите содержится около 2% кобальта. Массивные пиритовые руды содержат небольшое количество белого и светло-серого кварца, который иногда образует тонкие слои, придающие руде полосчатую текстуру. В полосчатых пиритовых рудах встречаются оруденелые фораминиферы. Пиритом сложены вкрапленники и прожилки во вмещающих породах и массивных магнетитовых рудах. Магнетит образует зерна размером до 1 мм, срastaющиеся в хрупкие однородные массы. Скопления магнетита пересекаются прожилками пирита. Пирротин встречается часто, а в северной части центральной зоны рудного тела — преобладает. Он образует зернистые массы, пересекающиеся жилками пирита и халькопирита мощностью до 2 см. Халькопирит образует крупные скопления в северной и юго-восточной частях месторождения. В скоплениях халькопирита, состоящих из зерен величиной до нескольких миллиметров, присутствуют пирит и пирротин. Сфалерит встречается только в виде вкрапленников в массивной пиритовой руде. Вместе с пиритом, баритом и мелкозернистым кварцем он присутствует также в жиле, рассекающей хлоритовую породу у основания рудного тела в восточной части месторождения.

Зональность в распределении рудных минералов выражена нечетко и различными авторами описывается по-разному. Единодушно отмечается только обогащение халькопиритом верхних горизонтов рудной залежи. На месторождении имеется хорошо развитая, частично переотложенная железная шляпа мощностью до 25 м, состоящая из пористого лимонита. Вдоль неправильного извилистого основания железной шляпы прослеживается зона вторичного сульфидного обогащения мощностью 1–3 м, сложенная супергенными медными минералами.

Околорудные изменения представлены хлоритизацией, которая охватывает широкую площадь вокруг сульфидных руд и прослеживается под ними. Рентгеновским анализом установлено, что содержание FeO в хлоритах резко возрастает до 44% с приближением от внешних границ хлоритовых пород к границам рудных тел. Наиболее богатые железом хлориты размещаются внутри колчеданных руд. В северо-западной части месторождения массивные руды перекрываются слоем мягкой белой глинистой породы.

Месторождение Вайса (Михрап-Даги) находится в 1 км к северо-западу от Ана-Ятак. Оно было обнаружено австрийским инженером А. Вайсом во второй половине

прошлого века. Разрабатывается с 1960 г. Содержит 2 млн. т руды с 5,2% Cu, небольшим количеством Zn, Ag и Au, примесью Co (в среднем 0,25%) и Ni. В настоящее время большая часть руды отработана.

Как и Ана-Ятак, месторождение Вайса приурочено к останцу кровли серпентинитового массива, сложенному красноцветными аргиллитами с включениями спилитов. В надрудной зоне отмечены черные радиоляриты мощностью 1–2 м. В пределах месторождения установлено семь сбросов северо-восточного простирания, падающих на юго-запад. Некоторые из них на несколько метров смещают отдельные части рудной залежи. Рудное тело имеет форму плоской линзы размером 300 x 100 при максимальной мощности 45 м, слегка вытянутой в северо-восточном направлении и погружающейся к северо-западу.

Руда плотной массивной текстуры состоит из пирита, халькопирита, пирротина и в меньшей степени сфалерита. В ней отмечено также присутствие магнетита, хромита, ильменита, рутила, кубанита, валлериита, линнеита. Пирит часто катаклазирован. Он замещается по трещинам халькопиритом, сфалеритом, пирротинном и марказитом. В то же время имеются многочисленные свидетельства одновременного выделения пирита и других сульфидов. Он образует, например, зональные глобулы диаметром 5–30 мкм, состоящие из чередующихся полос пирита, халькопирита, пирротина, иногда сфалерита и жильного минерала. Пирит встречается в гелевых структурах как мельниковит-пирит, образуя скорлуповатые почкообразные массы, сростающиеся с раскристаллизованными разновидностями пирита. Отмечены также случаи выполнения пиритом трещин в халькопирите, пирротине и реже в сфалерите. Халькопирит наряду с пиритом является основным рудным минералом. Аллотриоморфные выделения его, размеры которых колеблются в широких пределах, заполняют промежутки между другими сульфидами. Халькопирит замещает пирит, магнетит, глаукоdot, хромит и ильменит и сам замещается дигенитом и ковеллином. Иногда в халькопирите встречаются включения валлериита. Пирротин — третий по распространенности минерал. Он встречается в виде включений в халькопирите и пирите и сам нередко включает эти сульфиды. Пирротин образует также зональные оболочки в пиритовых глобулах, а иногда выделяется в их ядрах. Сфалерит в отличие от месторождения Ана-Ятак распространен довольно широко. Он встречается в виде мирмекитовых вростков в пирите и сам может включать продукты распада халькопирита и пирротина. Магнетит образует идиоморфные включения размером 0,01–0,03 мм в зернах халькопирита и пирротина [199].

Околорудные изменения выражаются в интенсивной хлоритизации аргиллитов под рудным телом. Хлоритизированные аргиллиты, ниже которых залегают серпентиниты массива, вмещают прожилковые и вкрапленные руды, хотя и в значительно меньшем количестве, чем на месторождении Ана-Ятак. В надрудной зоне гидротермальные изменения в породах отсутствуют.

По данным Г.А. Твалчрелидзе [91], вблизи Эргани недавно открыто месторождение Элязыг с запасами 20 млн. т руды, содержащей от 12 до 2,5% Cu.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ТУРЦИИ

Северный пояс колчеданных месторождений Турции приурочен к складчатой системе Понтид, обрамляющих с юга Черное море. По геологическому строению Понтиды отчетливо подразделяются на две части: западную и восточную [103]. Западные Понтиды сложены геосинклинальными образованиями раннемезозойского возраста, смятыми в сложные складки и перекрытыми осадочными породами мела и палеогена. Немногочисленные колчеданные месторождения Западных Понтид связаны с геосинклинальными образованиями триас-юрского возраста.

Месторождение Кюре находится в северо-восточной части Западных Понтид, в 240 км к север-северо-востоку от Анкары, на побережье Черного моря. Оно насчитывает 2,5 млн. т руды, содержащей в среднем 4% меди. Почти все шахты этого старого рудного района в настоящее время отработаны. В 1938 г. в 5 км к западу от Кюре в сходной геологической обстановке было обнаружено месторождение Ашикей, содержащее 1,62 млн. т руды. Отдельные рудные тела, оконтуренные в рудоносной зоне, содержат S 50, Cu 5% и Au до 1,2 г/т. Кроме того, в руде присутствует незначительное количество Zn и примеси Co и Ni.

Вмещающими породами являются черные глинистые сланцы, известняки и андезиты-

дацитовые подушечные лавы юры, а также прорывающие их кварцевые диориты и пропилизитированные диабазы. Все породы смяты в интенсивные складки и нарушены сбросами широтного и северо-восточного простирания в период альпийской орогении. Массивные рудные тела неправильной, часто грибообразной формы залегают вдоль контакта андезитов, прорванных штоками диоритов и диабазов, и перекрывающих их глинистых сланцев. Все ограничения рудных тел резкие и отчетливые. Вдоль одного из них, со стороны глинистых сланцев, по данным Дж. Саффеля [346], присутствует горизонт, состоящий из округлых обломков массивной руды размером до 20 см, включенных в глинистую вмещающую породу. Мощность горизонта обломочных руд может достигать 20 м. Руды сложены массивным пиритом с примесью халькопирита, тяготеющего к верхней части рудных тел. Околорудные изменения выражаются в пропилизитизации рудовмещающих пород и наличии рассеянного пирита в андезитах и диабазах вблизи контакта с рассеянной рудой.

В Восточно-Понтийской зоне на кристаллических сланцах, древних гранитах, вулканогенно-осадочных породах верхней юры и нижнего мела залегает мощная толща вулканитов верхнемелового—эоценового возраста, подразделяющаяся местными геологами снизу вверх на следующие серии: а) нижнюю спилитовую, представленную зеленокаменными туфами, туффитами, агломератами, эффузивами основного и среднего состава; б) первую дацитовую, сложенную окварцованными красноцветными дацитами, туфами дацитов, туффитами и мергелями; в) вторую дацитовую, состоящую из потоков и мелких рвущих тел красных и зеленых пропилизитированных дацитов и дацитовых туфов; г) верхнюю спилитовую, сложенную зеленокаменными туфами, туффитами и базальтами, фациально переходящими в эоценовый флиш; д) третью дацитовую, представленную дацитами лавами и мелкими интрузиями гранодиорит-порфиров; е) оливиновых базальтов [296].

Все породы прорваны гранитами и диоритами эоценового возраста. Тектоническое строение района характеризуется наличием типичных для Восточных Понтидов глыбово-сбросовых структур, ограниченных тектоническими нарушениями трех основных направлений: 30, 120 и 150°.

Сульфидные месторождения Восточных Понтидов были известны еще в античные времена. Они протягиваются вдоль юго-восточного побережья Черного моря в полосе длиной 350 и шириной около 70 км. Все месторождения связаны с дацитами, перекрывающими субмаринные эффузивы основного состава (первой дацитовой серией). По данным Г. Цанкля [390], с дацитами в Восточных Понтидах связано три типа оруденения: жильные руды, брекчиевые руды и "пограничные" рудные залежи. К первому типу относятся незначительные по мощности и слабо проникающие на глубину ветвящиеся жилы пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, на границе с которыми вмещающие дациты претерпели интенсивное окварцевание. Второй тип представлен окремненными и каолинизированными брекчиями дацитов, сцементированными пиритом, халькопиритом и кварцем. К третьему типу принадлежат наиболее крупные месторождения. Они представлены плоскими, большей частью полого залегающими рудными телами, приуроченными к границе дацитов и перекрывающих их туфов либо известняков. Всякий бок рудных тел имеет всегда резкое ограничение, в лежачем боку они могут переходить в брекчиевые руды. В некоторых случаях отмечаются оползневые деформации руд и перекрывающих их осадочных отложений, что свидетельствует об их сингенетичности.

Месторождение Мургул находится у восточного окончания пояса Восточно-Понтийских месторождений. По последним данным [9], оно содержит более 50 млн. т руды, содержащей Cu 1,5%, Ag 125, Au 8—12 г/т и Co 0,08%. Отрабатывается с 1951 г. Годовая добыча составляет около 7 тыс. т меди. Вмещающими породами являются дациты, отчасти игнимбриты и туфы, залегающие на альбитизированных подушечных андезитах нижней спилитовой серии и перекрывающиеся известняками, спилитами и мергелями.

Полого залегающее рудное тело мощностью до 100 и протяженностью 1500 м вытянуто в северо-восточном направлении. Оно сложено пиритом, халькопиритом, сфалеритом двух генераций, тетраэдритом и галенитом. Жильные минералы представлены кварцем, доломитом, анкеритом и баритом. В кварце встречается рассеянный пирит и халькопирит-пиритовые прожилки. Околорудные изменения выражаются в окремнении и каолинизации дацитов, залегающих в подошве рудного тела [241].

Месторождение Лаханос замыкает Восточно-Понтийский рудный пояс с запада. Оно было открыто в 1956 г. в 10 км от берега Черного моря [4]. Насчитывает 8,6 млн. т руды, содержащей 2—3% меди и промышленные количества цинка и свинца. Пологое лежащее пластообразное рудное тело размещается вдоль контакта дацитов и перекрывающих их туфов того же состава, известняков, мергелей. Оно вытянуто в северо-восточном направлении, имеет протяженность 700 и ширину 200—300 м. Два ряда крупных сдвигов смещают рудоносные породы и отдельные части рудного тела. Массивные руды со стороны подошвы и по краям переходят во вкрапленные. Цветные металлы отмечаются только в массивной руде. Околорудные изменения представлены окремнением, каолинизацией и пропилитизацией. При этом в надрудных породах околорудные изменения и вкрапленная минерализация отсутствуют.

Немногочисленные колчеданные месторождения Турции, приуроченные к альпийским складчатым цепям, отличаются довольно большим разнообразием. С южной цепью — Тавридами — связано рудное поле Эргани-Маден, месторождения которого размещаются в кровле серпентинизированного базит-ультрабазитового массива. По своему геологическому положению они весьма напоминают колчеданные месторождения Кипра и относятся к кипрскому подсемейству. Тектонические напряжения, которым подверглись месторождения Эргани-Маден, залегающие в аллохтоне, привели к их деформации, катаклазу и перекристаллизации рудных масс. С эпигенетическими преобразованиями руд, возможно, связано и появление высокотемпературных минеральных ассоциаций, а также обогащение месторождений медью, содержание которой в среднем в 2—3 раза выше, чем на колчеданных месторождениях Кипра.

Колчеданные месторождения Северной Турции, приуроченные к складчатой системе Понтид, подразделяются на две группы. Небольшие медноколчеданные месторождения Западных Понтид (Кюре и Ашикей), залегающие среди раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных пород, принадлежат, по-видимому, к уральскому подсемейству.

Месторождения: Мургул и Лаханос в Восточных Понтидах залегают выше по разрезу в толще вулканогенных образований, сформировавшихся на коре континентального типа. По сравнению с описанными выше они содержат меньше меди и несколько обогащены свинцом, цинком и благородными металлами. Эти месторождения ближе к подсемейству куроко, хотя явное преобладание меди среди цветных металлов, связанное, по-видимому, с региональной металлогенической специализацией выделяет их из ряда типичных представителей этого подсемейства.

Глава 15

ЯПОНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Главные особенности геологического положения, строения и состава японских колчеданных месторождений были резюмированы в работах К. Киношита [237] Т. Като [223, 224], У. Коллинза [159], Т. Ватанабе [378, 379], В.И. Смирнова [79, 80], а также в специально посвященном этой проблеме сборнике "Вулканизм и рудообразование".

Среди колчеданных месторождений по геологической обстановке и минеральному составу различаются три основных типа: 1) бесши, 2) куроко и 3) серносульфидный. Тип бесши аналогичен "Kieslager" в западноевропейской литературе и медноколчеданному — в советской. "Куроко" — японский термин, буквально означающий "черная руда", которая представляет собой агрегат тесно сросшихся сфалерита, галенита, пирита и барита с подчиненным количеством халькопирита. К "месторождениям куроко" К. Киношита относит рудные залежи, генетически связанные с третичным вулканизмом и состоящие из сочетаний руд куроко ("черная руда"), око ("желтая руда"), кейко ("кремнистая руда") и секоко ("гипсовая руда"), но с обязательным участием типичной "черной руды" (куроко). Некоторые исследователи подчеркивали в определении

Таблица 9

Содержания металлов и серы в рудах и концентратах некоторых месторождений Куроко (по данным геологов японских компаний)

Месторождения	Типы руд и концентратов	Содержание					
		вес. %				г/т	
		Cu	Pb	Zn	S	Au	Ag
Косака	Валовая проба руды	2,66	1,25	3,70	18,30	0,8	80,0
	Концентрат	20,05	4,0	6,0	12,60	2,74	404,0
		4,50	50,00	7,21	7,40	8,53	781,0
		1,60	1,40	52,0	6,31	1,93	160,0
	Концентрат пирита	0,38	0,15	0,60	49,0	0,54	30,0
Хвосты	0,15	0,20	0,29	4,97	0,25	14,0	
Аинаи	Валовая проба руды	2,25	1,40	4,81	20,79	He опр.	
	Концентрат	15,06	He опр.				
		He опр.	53,04	He опр.			
		He опр.		49,94	He опр.		
Концентрат пирита	He опр.			47,24	He опр.		
Фурутобе	Руды куроко	1,41	9,42	18,29	He опр.		5,8
	око	9,38	He опр.				
	кейко	2,24	"				

"месторождения типа куроко" их пластообразную форму и подводный осадочный характер отложения руд [290].

На долю колчеданных руд приходится основная масса запасов и добычи меди в Японии, причем все большее значение приобретают рудные залежи типа куроко. В 1943 г. из 94,7 тыс. т меди 27,8 тыс. т было добыто из руд колчеданных месторождений, в том числе 7,8 тыс. т — из месторождений Куроко. После открытия крупных месторождений этого типа в 50—60-е гг. из них стала добываться главная часть меди. В 1966 г. из месторождений Куроко только префектуры Акита было добыто свыше 30% всей меди, произведенной Японией, а разведанные запасы руд в них достигли нескольких десятков миллионов тонн. Месторождения детально разведаны карьерами и густой сетью тяжелых подземных выработок, что облегчило их тщательное геологическое изучение. Максимальная глубина шахт достигает 2 км (на руднике Бесши). Кроме меди, из руд типа куроко извлекают свинец, цинк, золото и серебро (табл. 9).

ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Главными элементами, концентрирующимися в японских колчеданных месторождениях, являются Fe, Cu, Zn, Pb, S, а в некоторых случаях также Au, Ag, Ba и Ca, элементами-примесями — Au, Ag, As, Sb, Ge, Ni. В рудах куроко месторождения Камиката (префектура Аомори) отмечается повышенное содержание Ge [354]. В составе сульфидов практически отсутствует селен. Изучение четырех образцов из черных руд месторождения Саканаи на электронном микроанализаторе в ИГЕМ АН СССР показало, что содержание Se в пирите, сфалерите и галените из них не превышает фоновое (меньше 0,02%). Ведущая роль меди среди главных компонентов руд соответствует расположению месторождений во внутренней металлогенической зоне Тихоокеанского кольца [72], которая характеризуется преимущественным развитием медного и золотого оруденения. Более детальное геотектоническое районирование показывает, что колчеданные месторождения приурочены к эвгеосинклинальным структурам внутренней островной дуги и практически отсутствуют в миогеосинклиналях (рис. 70), а также позволяет разделить их на две группы, одна из которых приурочена к зоне наложенного третичного вулканического пояса с формацией "зеленых туфов" и минерализацией

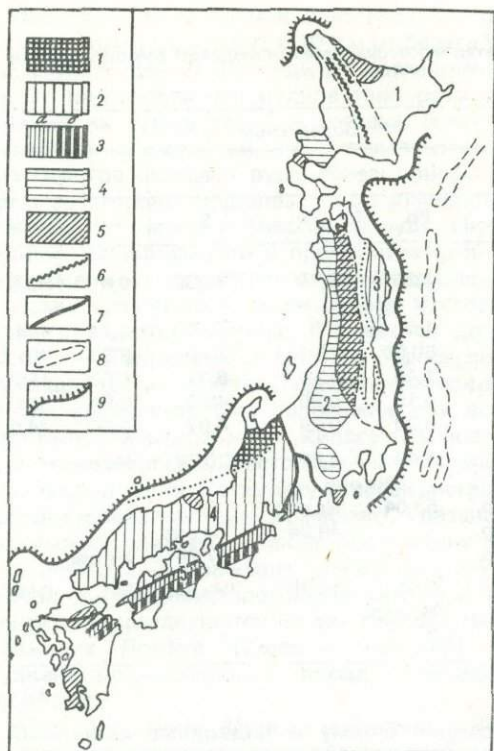


Рис. 70. Тектоно-металлогеническое районирование Японии [72]

1 — метаморфический пояс Хида (Pb—Zn); 2 — терригенный прогиб с кислым магматизмом (Sn—W—Mo); 3 — эвгеосинклинали: палеозойская (а), мезозойская (б) (пирит, Cu, Mn); 4 — вулканический пояс третичного возраста (область зеленых туфов) (Cu—Pb—Zn); 5 — то же, но с Au, Ag; 6 — границы тектонических областей; 7 — разломы; 8 — границы глубоководного желоба; 9 — места погружения зон под уровень моря. Цифры на схеме: 1 — Хоккайдо (Cr, Ni, Cu); 2 — область зеленых туфов (Cu, Pb, Zn, Au, Ag); 3 — Абакума Китаками (Sn, W, Mo); 4 — миогеосинклиналь Хонсю (Sn, W, Mo); 5 — южная эвгеосинклиналь (Cu, Mn)

Cu, Pb, Zn, Au, Ag, другая — к зонам эвгеосинклинальных прогибов палеозойского и мезозойского возраста, характеризующимся базальтовым вулканизмом и более однообразной минерализацией меди и марганца. Главные колчеданные месторождения сконцентрированы в метаморфических поясах Санбагава, Абукума, Сангун, Маицуру, а также в неметаморфизованных сериях Чичибу и Хидака. Их географическое расположение показано на рис. 71. Й. Секине с соавторами [327] выделяют в истории геологического

развития Японских островов пять металлогенических эпох: 1) пермокаменноугольную, 2) юрскую, 3) верхнемеловую—палеогеновую, 4) среднемиоценовую—нижнеплиоценовую, 5) четвертичную. Колчеданное рудоотложение происходило в 1, 2, 4 и 5 эпохах. Эти же эпохи, за исключением 5, характеризуются накоплением марганцевых руд, которые тяготеют к тем же поясам, что и месторождения типа куроко (см. рис. 71), но отлагаются в осадочных кремнистых породах. В районах древних колчеданных руд встречаются лишь непромышленные слои пород, богатых марганцем. В палеозойской и юрской эпохах формировались "согласные" медноколчеданные залежи типа Бесши, в миоцен-плиоценовой — многометалльные руды типа Куроко, а в четвертичной — серно-марказит-пиритовые месторождения типа Абута-Мацуо.

СТРАТИГРАФИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ

Колчеданные месторождения Японии в каждом рудном районе приурочены к определенному стратиграфическому горизонту. Иногда, кроме главного рудовмещающего горизонта, существуют два-три дополнительных, содержащих, как правило, непромышленные руды. Эта закономерность сыграла большую роль в открытии целого ряда месторождений за короткий срок в 50—60-е гг. и послужила толчком к созданию гипотезы эксгалационно-осадочного или позднее — эксгалационно-гидротермального образования колчеданных руд типа куроко [289, 378, 379, 85]. В палеозойских толщах, в крупнейшем рудноколчеданном районе — поясе Санбагава на о-ве Сикоку, рудовмещающей является Средняя свита формации Минава, в которой сконцентрированы 73 из 92 рудопроявлений, известных в районе (табл. 10). В области развития месторождений Куроко на северо-востоке о-ва Хонсю таким горизонтом служит верхняя часть формации Нисикуросава и ее аналоги, именуемые по району, где они развиты (например, формации Саканаи, Ханаока и др.). Эти формации хорошо сопоставляются с эталонной формацией Нисикуросава в нефтяном районе Акита. Время отложения рудовмещающих формаций на северо-востоке о-ва Хонсю в японской геологической литературе называется "стадией Нисикуросава" [60]. Эта стадия характеризуется, по данным К. Чинцай [155], продолжительностью 2—3 млн. лет (табл. 11).

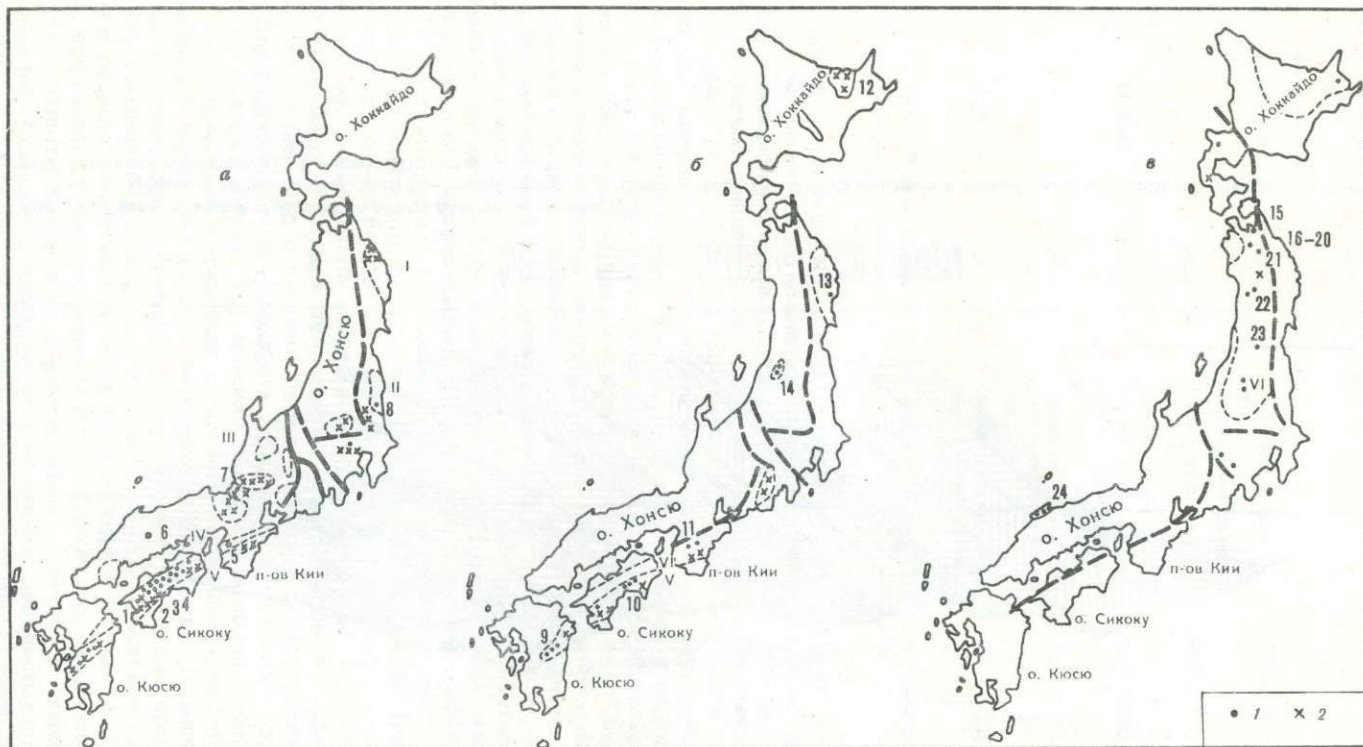


Рис. 71. Металлогенические карты Японии для разных эпох: а — палеозой, б — мезозой, в — миоцен (в основном по [27])

1 — колчеданные месторождения; 2 — марганцевые месторождения. Цифры на схеме: I—VI — метаморфические пояса (I — Китаками, II — Абакума, III — Хида, IV — Санбагава, V — Чичibu, VI — область зеленых туфов); 1—24 — месторождения: а — в палеозойский толщак (1 — Окуки, 2 — Бесши, 3 — Сиратаки, 4 — Сазаре, 5 — Ииморе, 6 — Янахара, 7 — Цучикура, 8 — Хитачи); б — в мезозойско-палеогеновых толщах (9 — Макимайн, 10 — Асакава, 11 — Гойю, 12 — Токоро, 13 — Таро, 14 — Ниигата); в — в миоценовых толщах (15 — Камиката, 16 — Косака, 17 — Ханаока, 18 — Саканаи, 19 — Фурутобе, 20 — Аинаи, 21 — Осаризава, 22 — Цучихата, 23 — Иосино, 24 — Ванибучи)

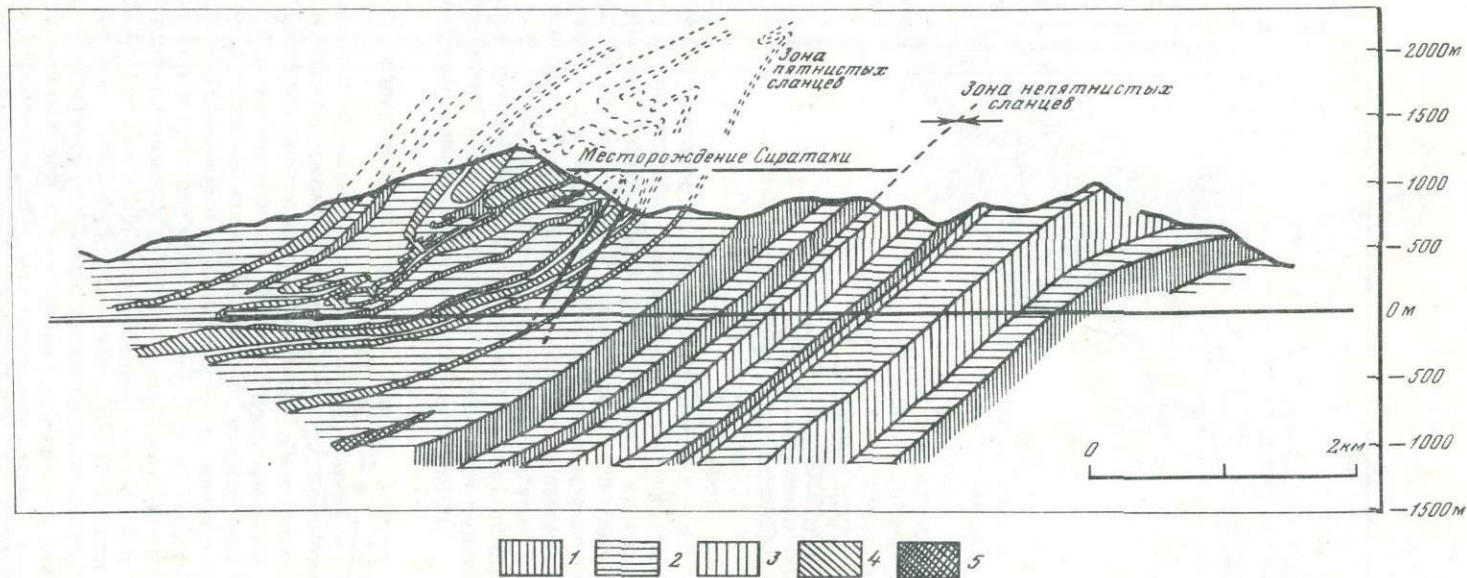


Рис. 72. Геологический профиль рудного района Сиратаки [88]

1—4 — метаморфические сланцы: 1 — кварцевые, 2 — пелитовые, 3 — metabазитовые с эпидотом и роговой обманкой, 4 — metabазитовые (без этих минералов); 5 — серпентиниты

Таблица 10

Стратиграфия группы Иосиногава в метаморфическом поясе Санбагава на о-ве Сикоку [38]

Подгруппа	Формации	Свиты	Литология	Мощность, м	Число сульфидных месторождений
Верхняя	Озюйн		Пелитовые (метабазитовые, кварцевые) сланцы	600—1080	—
		Верхняя	Пелитовые, метабазитовые (кварцевые) сланцы	820—1170	7
Средняя	Минава	Средняя	Метабазитовые (кварцевые, пелитовые) сланцы	500—2500	73
		Нижняя	Пелитовые (метабазитовые, кварцевые) сланцы	100—1000	9
	Кобоке		Псаммитовые (пелитовые, кварцевые) сланцы)	370—1180	3

Примечание. В скобках указаны породы, имеющие подчиненное распространение.

Месторождения типа Бесши залегают в породах офиолитовой формации верхнепалеозойского либо мезозойского возраста. В стратиграфическом разрезе вмещающих толщ чередуются метаморфические сланцы, развитые либо по вулканитам базальтового состава, либо по глинистым сланцам и песчаникам и заключающие в себе интрузивные тела серпентинитов (рис. 72). Х. Сиоцаки [330] отмечал присутствие в районе Тенрю кератофиоров, которые приурочены к основанию метаморфической серии формации Обоке. Выше они сменяются метабазальтами. Общая мощность разреза офиолитовой формации на о-ве Сикоку составляет приблизительно 4—7 км, на основании данных К. Канехира и Т. Тацуми [38]. Рудные тела располагаются у верхней границы Средней свиты формации Минава ("главная свита зеленых сланцев" или "зеленокаменная" свита), сложенной зелеными сланцами и амфиболитами (см. табл. 10), которые являются продуктами метаморфизма базальтов и интрузивов основного состава. Верхняя свита сложена преимущественно метапелитовыми сланцами с подчиненным количеством вулканогенного материала. Колчеданные руды в ней отсутствуют. В общем плане наблюдается отчетливая приуроченность месторождений к горизонтам, богатым апобазитовыми сланцами (рис. 73). В стратиграфическом разрезе Главного месторождения рудника Сиратаки руды, однако, непосредственно залегают в филлитовых сланцах (рис. 74) согласно слоистостью последних без особой закономерности: в подошве, средней части и кровле слоя. Если же рассматривать разрез в более общем виде, то часть его, содержащая рудные тела, более насыщена вулканогенным материалом по сравнению с другими. Рудные тела с лежачего и висячего боков окружены ореолом сульфидной вкрапленности. Для рудовмещающего горизонта характерно присутствие прослоев гематитовых пород. На руднике Оуки [20] тонкий слой красных пород, сложенных мелкокристаллическим гематитом с примесью хлорита, стильпно-мелана, амфибола, граната и других, непосредственно перекрывает медноколчеданные руды. Полосчатость этих пород согласна со слоистостью, местами в них встречаются тонкие прослойки карбоната. Слой таких железистых пород [20] мощностью 5—20 см является маркирующим горизонтом в рудном поле и используется как поисковый признак. Магнетит-гематитовые породы встречаются также под рудным телом. Кроме того, в рудоносной "зеленокаменной" свите развиты красные кремнистые сланцы, сложенные кварцем с гематитом и фациально переходящие по простиранью в железо-марганцовистые слои. Гематит-магнетит-кварцевые сланцы, подстилающие рудное тело, описаны в месторождениях рудного района Иимори [37].

Характер стратиграфического разреза третичных толщ, вмещающих месторождения Куроко, отличается от описанных палеозойских формаций несравненно более широким

Таблица 11

Стратиграфия и абсолютный возраст миоценовых отложений в районах месторождений Куроко, по данным К. Чинцай [155] и геологов рудных компаний Дова (рудник Косака), Ниппон (рудник Саканаи), Мицубиси (рудник Фурутобе)

Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Ярусы в Европе	Район Акита		Рудник Фурутобе		Рудник Косака		Рудник Саканаи	
			Формации	Литоология	Формации	Литоология	Формации	Литоология	Формации	Литоология
Q	5	Плейстоцен	РАЗМЫВ							
		Астианский								
M _{c1}	10	Плей-санцианский	РАЗМЫВ							
		Понтийский								
—	15	Сарматский	Тентокуйю	Риолиты, андезиты, аргиллиты, песчаники	Китаура	Туфы, конгломераты			Фунакава	Туфы дацита, аргиллиты
		Виндобоньянский	Фунакава	Риолиты, андезиты, андезито-дациты, черные аргиллиты	РАЗМЫВ		Тобе	Дациты, пемзовые туфы	Фунакава	Туфы дацита, аргиллиты
M _{c2}	20-25	Бурдигальский	Оннагава	Риолиты, андезито-дациты, базальты	"Верхняя"	Дациты, пемзовые туфы, аргиллиты	Ягаратаи	Андезиты, дациты, туфы	Саиноками	Пемзовые туфы, аргиллиты с двумя горизонтами рудопроявлений Куроко
			Нисикуросава	Риодациты-андезиты, базальты, кварцевые диориты, осадки	"Средняя"	Базальты, дациты, туфы	Харукизава	Базальты, дациты, туфы		
M _{c1}		Аквитанский	Дайсима	Риодациты, базальты, осадки Трахидациты, калиевые риолиты, базальты	"Нижняя"	Риолиты, туфобрекчии, руды Куроко	Косака	Риолиты, дациты, туфобрекчии, залежи Куроко	Саканаи	Туфы, аргиллиты, риолиты с залежами Куроко
			Нисийога	РАЗМЫВ		Сунакобучи	Базальты	РАЗМЫВ		
							Ояя	Проилиты		

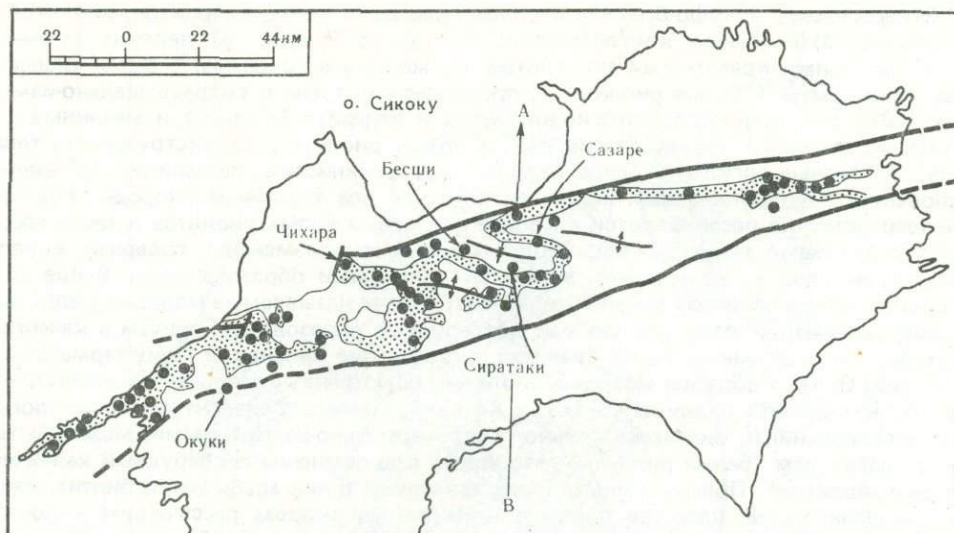
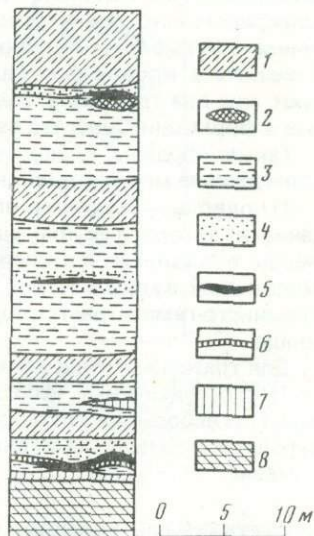


Рис. 73. Распространение пластовых медноколчеданных залежей (черные кружки) и метабазитовых сланцев Средней свиты формации Минава (черные точки) в метаморфическом поясе Санбагава на о-ве Сикоку [38]

Рис. 74. Стратиграфия в районе главного месторождения рудника Сиратаки

1 — метабазитовые сланцы; 2 — амфиболиты; 3 — "зеленые филлитовые сланцы"; 4 — вкрапленные руды; 5 — массивные руды; 6 — кварцевые сланцы с гранатом; 7 — кварцевые сланцы; 8 — пелитовые сланцы



развитием продуктов риолитового вулканизма. Эта толща занимает северо-восточную часть о-ва Хонсю и два участка на о-ве Хоккайдо (см. рис. 70), которые объединяются под названием "области зеленых туфов" по наиболее характерным для нее породам, имеющим региональное распространение. Основание разреза сложено гранитами и метаморфическими сланцами палеозойского возраста; на них с разрывом залегают осадочно-вулканогенная неогеновая толща. Она начинается продуктами деятельности андезитового вулканизма, а местами широкое развитие имеют трахиандезиты и трахидациты. В верхней части формации Нисикурсава они сменяются лавами известково-щелочного типа, с которыми и связаны месторождения Куроко. Лавы чередуются с пирокластическим материалом и прорваны субвулканическими телами риолитов, дацитов, а также дайками долеритов и базальтов. В этой свите кислые вулканы пользуются преобладающим развитием. Они перекрываются черными аргиллитами и базальтами формации Оннагава. К. Киношита [238] приводит следующий типичный разрез формации Нисикурсава для рудных полей северо-восточного Хонсю (снизу вверх): 1) "нижние зеленые туфы" с прослоями аргиллитов, прорванные диоритами; 2) зеленокаменные андезиты (пропилиты), дайками которых прорываются "нижние зеленые туфы" и дио-

риты; 3) несогласие; 4) туфо-брекчии с обломками аргиллитов, кварцитов, риолитов; 5) несогласие; 6) базальные конгломераты; 7) туфо-песчаники; 8) "верхние зеленые туфы" с прослоями кремнистых аргиллитов, сложенные в основном туфами кислого состава; 9) риолиты ("белые риолиты"), прорывающие туфы и гидротермально-измененные; 10) дайки и покровы плагиодолеритов и андезито-базальтов измененных (с альбитом, хлоритом); 11) несогласие; 12) молодые риолиты; 13) экструзивные тела дацитов; 14) черные аргиллиты, переходящие вверх в глинистые песчаники; 15) дайки оливиновых и двупироксеновых базальтов, секущие все третичные породы. Рудные тела непосредственно располагаются в кровле натриевых белых риолитов и тесно ассоциируют с залежами туфо-брекчий. Риолиты интенсивно изменены, содержат вкрапленность сульфидов и, несомненно, являются дорудными образованиями. Выше них часто с несогласием залегают аргиллиты, базальты и так называемые молодые риолиты. Последние рассматриваются обычно как послерудные образования, причем в качестве доказательства указывается на их свежесть и отсутствие признаков гидротермальных воздействий. Однако образцы молодых риолитов, осмотренные автором непосредственно на месторождениях рудника Косака и Ханасока, а затем подвергнутые минералогическим исследованиям, оказались сильно гидротермально-измененными, может быть, немного слабее, чем "белые риолиты", что ставит под сомнение послерудный характер "молодых риолитов". Полевые шпаты, представленные в них альбитом, и биотит замещены гидрослюдой. В качестве примера конкретного разреза рассмотрим колонку месторождения Саканаи. Рудные тела располагаются здесь в туфо-брекчиях риолитов непосредственно под плотными аргиллитами. В аргиллитах отмечается местами вкрапленность сульфидов. Рудопоявления Куроко располагаются главным образом в одном горизонте в кровле формации Нисикурсава (средний миоцен), но выше него существуют еще два горизонта, содержащие непромышленные рудопоявления и расположенные в формации Оннагава верхнемиоценового возраста.

Таким образом, следующие особенности являются общими для толщ, вмещающих колчеданные месторождения:

- 1) подводный характер накопления рудовмещающих толщ; 2) значительное преобладание в литологическом разрезе вулканогенного материала над терригенным; 3) эволюция вулканизма от кислого к основному; 4) щелочно-известковый характер рудовмещающей вулканической серии; 5) присутствие прослоев силикатно-гематитовых или кремнисто-гематитовых пород, а иногда марганценосных слоев в рудовмещающей толще.

Для третичных толщ дополнительно отмечается следующее:

- 1) многочисленные несогласия, указывающие на частую смену режима осадконакопления, и небольшая глубина бассейна (100—200 м, по данным Т. Сато [319]); 2) избирательное размещение рудных тел в тесной ассоциации с туфо-брекчиями риолитового состава.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ

В пределах эвгеосинклинальных прогибов колчеданные месторождения локализируются в благоприятных структурах. Докайнозойские месторождения, как правило, подверглись складчатости и метаморфизму, поэтому расшифровка их первичной структуры затруднена [352, 88]. Наиболее крупные из этих месторождений — Бесши, Сиратаки, Секицен и Сазаре — располагаются в крыльях пологой синклинальной складки в пределах пояса Санбагава и заключены в одном сравнительно маломощном горизонте — "Главной свите зеленых сланцев". В крыльях крутых складок колчеданные залежи не встречаются. Мощность тел возрастает к оси и дну складок и уменьшается на крыльях от 6 до 0,3 м. В руднике Секицен наблюдается приуроченность колчеданных залежей в пределах рудоносного горизонта к заключенным в нем телам апоинтрузивных рассланцеванных серпентинитов и актинолитовых пород. Тесная пространственная связь с ними руд используется геологами рудника как поисковый признак [352].

В формировании современной структуры рудных тел большую роль играли послерудные деформации, которые вызвали смятие рудных тел в складки, в некоторых случаях расчленение их с образованием нескольких кулисообразно расположенных тел и расплющивание залежей в местах выклинивания. Рудные тела имеют склонение на юг, в направлении погружения шарнира пояса Санбагава.

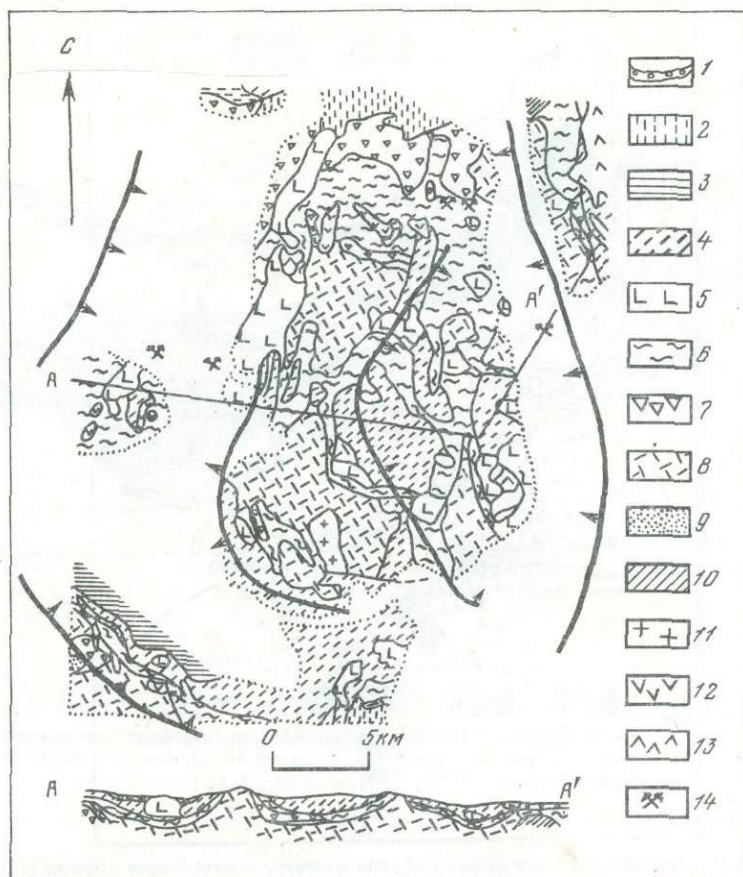


Рис. 75. Карта и разрезы района Хокуроку [27]

1 — четвертичные осадки (гравий); 2 — формация Тобе; 3 — формация Иттори; 4—5 — формация Саинакари: 4 — туфы, 5 — риолиты; 6—8 — формация Саканаи: 6 — аргиллиты, 7 — базальты, 8 — риолиты; 9 — формация Ойя; 10 — породы фундамента; 11 — граниты; 12 — дациты; 13 — долериты; 14 — рудники

Первичная структура рудных полей и месторождений в третичных толщах изучена более детально, так как в них отсутствуют явления наложенного метаморфизма. Главными, наиболее крупными, рудокализующими структурами в области зеленых туфов являются "бассейны", т.е. крупные брахисинклинальные структуры. Крупнейшей из них является Хокуроку, в которой располагаются самые значительные месторождения Куроко: Косака, Фурутобе, Саканаи, Ханаока и другие (рис. 75). Эта структура представляет собой впадину в палеозойском фундаменте диаметром порядка 30 км, несколько вытянутую в меридиональном направлении и заполненную неогеновыми осадками. Слои осадочного чехла впадины у краев структуры загнуты вверх, а мощность их здесь меньше, чем в центральной части. По-видимому, опускание фундамента происходило одновременно с заполнением впадины осадками вдоль крутопадающих разломов, ограничивающих структуру. К зонам этих разломов приурочено большинство рудных узлов и скоплений экструзивных риолитовых куполов. Купола вытянуты вдоль направления простирания разломов. Например, в руднике Косака вытянутость куполов, простирание разломов и расположение колчеданных залежей подчинено север-северо-западному направлению (рис. 76), а в руднике Саканаи, находящемся на противоположном крыле впадины, таким общим направлением является северо-восточное. Очевидно, описываемые зоны разломов являлись каналами циркуляции гидротермальных и, в частности, рудоносных растворов. Впоследствии более активная деятельность была

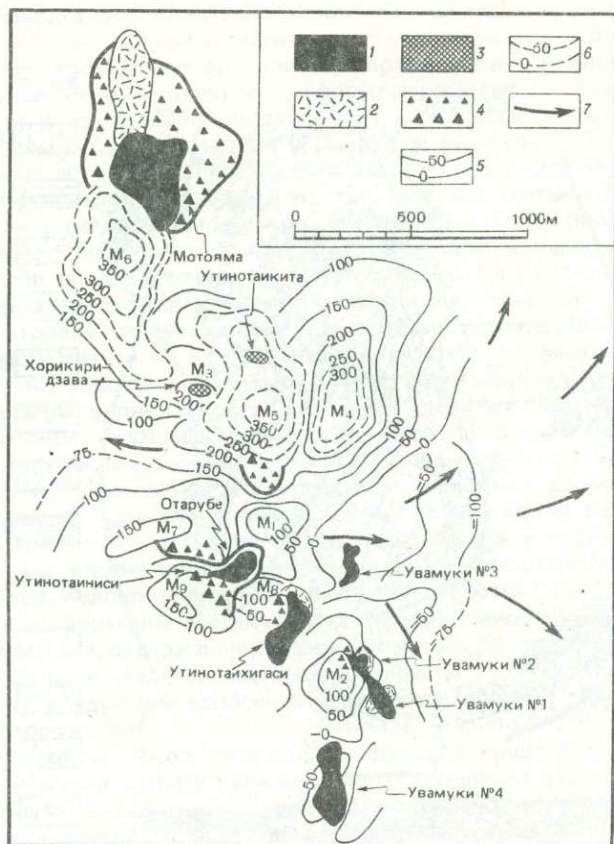


Рис. 76. Местоположение дацитовых лавовых куполов и месторождений типа куроко [104]

1 — сульфидные залежи; 2 — гипсовые залежи; 3 — мелкокрупленные руды; 4 — вулканическая брекчия Мотояма; 5 — структурные линии поверхности лавового купола дацитов Мотояма (в м над уровнем моря); 6 — то же, предполагаемые изогипсы эродированной части; 7 — предполагаемое направление потока пирокластов

сосредоточена в районе восточных разломов, где располагаются современный действующий вулкан Камаго и поля четвертичных базальтов. В пограничных частях впадины Хокуроко в настоящее время действуют термальные источники. Все это свидетельствует о длительной жизни разломов. В пределах отдельных рудных узлов более мелкие крутопадающие разрывные нарушения могут служить местными рудоподводящими структурами. Вокруг таких трещин в подстилающих руды Куроко "белых риолитах" располагается ореол окварцевания и гидрослюдизации с вкрапленностью сульфидов железа и меди или руды кейко. Иногда к ним приурочены штокверковые медные руды, например, на месторождении Саканаи (рис. 77). Эти трещины прослеживаются до кровли "белых риолитов", а в перекрывающих аргиллитах или базальтах формации Оннагава не фиксируются. Т. Мацукума и Э. Хоркоси [80], однако, отмечают присутствие залежей Куроко и связанных с ними рудных жил в верхнем миоцене вплоть до формации Фунакава. Таким образом, верхним пределом возраста дорудных крутопадающих минерализованных трещин можно считать верхний миоцен—плиоцен, хотя в разных районах их возраст может варьировать. В окрестностях месторождений встречаются также послерудные нарушения. Некоторые из них пересекают околорудно-измененные породы и руды и бывают заполнены тектонической глиной. От дорудных нарушений они отличаются тем, что возле них не наблюдается гидротермальных изменений окружающих пород и руд, а также смещениями по ним рудных тел и боковых пород. Примером крупного послерудного нарушения служит разлом, расчленивший колчеданную залежь Учинотаи Западную на две со смещением их на несколько десятков метров.

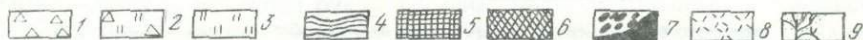
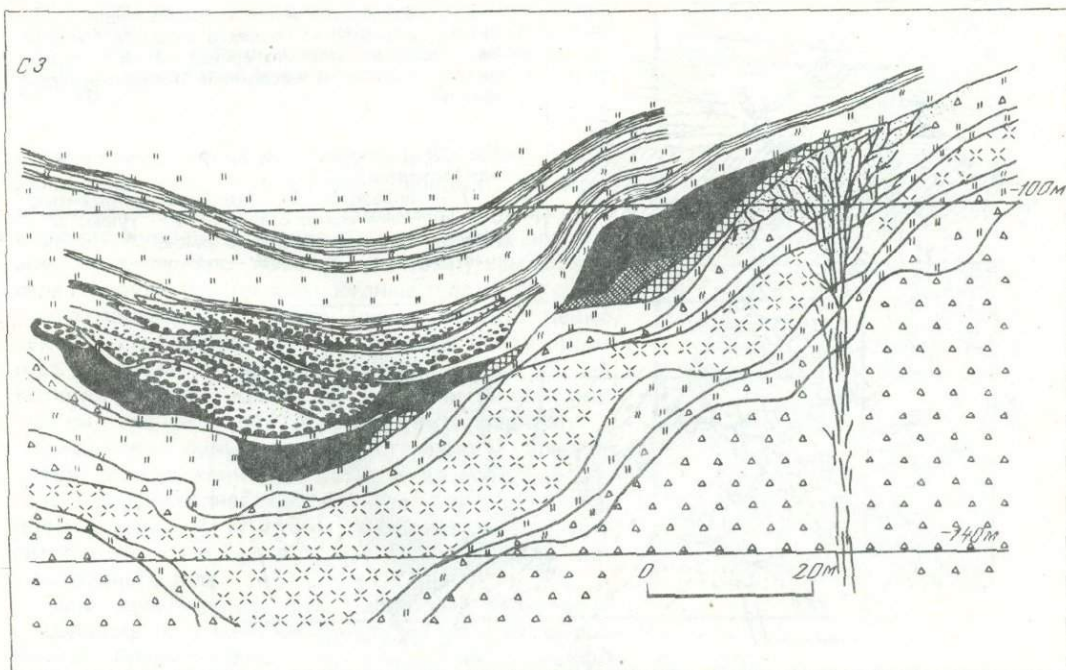


Рис. 77. Геологический профиль через месторождение № 1 Саканаи [36]

1 — риолитовые вулканические брекчии; 2 — туфо-брекчии; 3 — туфы; 4 — аргиллиты; 5—7 — руды: 5 — пиритовые, 6 — желтые, 7 — черные, 8 — гипс; 9 — рудные прожилки

Непосредственно размещение рудных тел в большинстве случаев контролируется строением кровли экструзивных массивов "белых риолитов". Колчеданные залежи размещаются на пологих склонах и в кровле риолитовых куполов, имеющих удлиненную форму, и приурочены к понижениям в рельефе кровли (рис. 77). Такие впадины обычно бывают заполнены туфо-брекчиями риолитового состава, слагающими линзовидные тела. Внутри этих тел и располагаются колчеданные руды. Туфо-брекчии сильно гидротермально изменены, содержат вкрапленность сульфидов и замещаются кремнистыми, желтыми и гипсовыми рудами, которые сохраняют обломочную структуру исходной породы. Руды куроко, непосредственно залегающие на желтых или гипсовых рудах и имеющие с ними резкие контакты, часто размещаются в кровле туфо-брекчий, на контакте их с вышележащими аргиллитами или базальтами, но встречаются и внутри этих тел, как, например, в месторождении Западный Учинотаи. Тесная пространственная ассоциация месторождений Куроко с телами туфобрекчий настолько обычна, что используется как поисковый признак.

МОРФОЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела имеют в большинстве случаев пластообразную или линзовидную форму и залегают согласно со слоистостью вмещающих пород (см. рис. 72, 77). Пластообразная форма более характерна для древних месторождений, а линзовидная — для кайнозойских. При общей стратифицированности залежей довольно часто встречаются секущие контакты рудных тел или их апофиз с боковыми породами. Так, в рудной зоне Хонко (района Хитачи в палеозойском метаморфическом поясе Абукума) М. Си-мада [329] отмечает пересечение во многих местах границами в общем согласных рудных тел элементов структуры вмещающих пород, а также присутствие секущих руд-

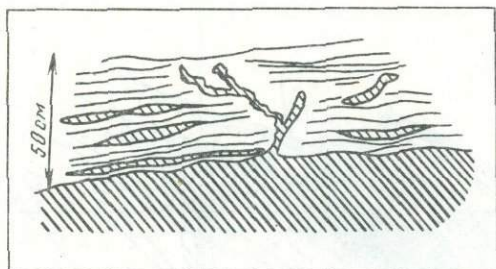
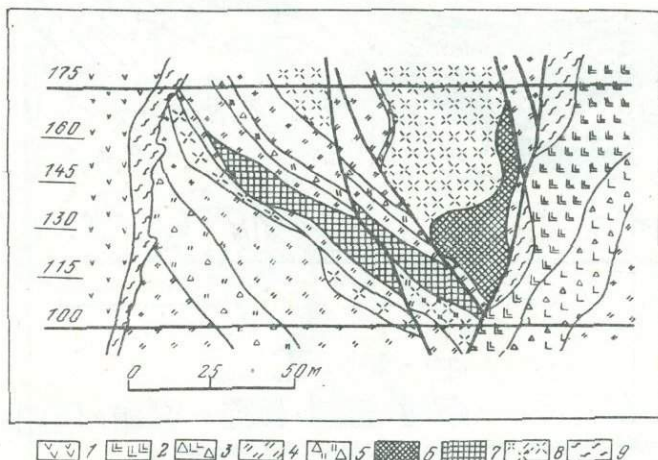


Рис. 78. Зарисовка участка кровли черных руд (косая штриховка) в шахте рудника Фурутобе. Выше них залегают аргиллиты, в которых видны секущие и посплошные прожилки сульфидов

Рис. 79. Геологический профиль месторождения Мотояма [36]

1 — андезиты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — вулканические брекчии; 4 — туфы; 5 — туфобрекчии; 6 — черные руды; 7 — пиритные руды; 8 — гипс; 9 — тектоническая зона



1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8
 9

ных жил в районе месторождения. В молодых колчеданных месторождениях секущие контакты и рудные жилы отмечаются преимущественно в лежачем боку согласных залежей (см. рис. 78). В висячем боку встречаются тонкие прожилки сульфидов, отходящие от рудного тела в перекрывающие породы формации Оннагава (рис. 78). Отдельные участки тел руд куроко иногда занимают секущее положение, как, например, в месторождении Восточный Учिनотаи, где граница руды пересекает контакт между горизонтами туфо-брекчий Мотояма и Увамуки. Природа такого контакта может трактоваться двояко: либо как результат осаждения черных руд в эрозионной впадине, либо как результат более позднего метасоматического замещения туфо-брекчий сульфидами. В гипсовом месторождении Мотояма пластообразная залежь пиритовых руд око пересекает слой туфо-брекчий от кровли до подошвы (рис. 79).

Более сложную форму имеют руды кейко, являющиеся корневыми частями месторождений и образующие штокверк. Вкрапленность и прожилки сульфидов встречаются, кроме того, в кровле рудных тел (см. рис. 75, 78), а также между рудоносными горизонтами, хотя не имеют здесь промышленного значения.

Другие формы рудных тел (столбы, столбы с пережимами, плитообразные и другие) характерны для докайнозойских месторождений, расположенных в метаморфических толщах. Так, в месторождениях Чихара и Сингу рудные столбы возникли в результате наложения на первоначальные руды метаморфизма первой стадии с образованием изоклинальных складок во вмещающих породах [218]. В случае наложения двух стадий метаморфизма форма тел еще более усложняется.

Минеральный состав разных типов колчеданных месторождений Японии различен. В месторождениях типа Бесши он довольно простой: главными минералами являются пирит и халькопирит, в виде примеси встречаются борнит, сфалерит, тетраэдрит, кобальтин, золото, а в зоне вторичного сульфидного обогащения — ковеллин, халькозин, кварц. В рудных телах не отмечается отчетливой первичной рудной зональности.

Месторождения Куроко имеют более сложный состав. Главными минералами в них являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит, гипс, блеклые руды, а приме-

Рис. 80. Схематический разрез через тело "обломочных сортированных" руд ("грэйдид") на руднике Саканаи. Рудное тело перекрыто туфами, а само залегает на размытой поверхности аргиллитов (горизонтальная штриховка) и туфов [36]

сями — борнит, идаит, фукучилит, бетехтинит, халькозин, ковеллин, энаргит, люционит, аргентит, штернберит, джалпаит, полибазит, пираргирит, вюртцит, бурнонит, миллерит, дисульфид никеля, электрум, серебро, гематит, магнетит, самородная сера и нерудные минералы. Рудные тела имеют отчетливое зональное строение (снизу вверх): кейко, секоко, око (среди око выделяются внизу пиритные, а выше — богатые халькопиритом руды), куроко. Между кейко и "белыми риолитами" резкой границы нет: густота вкрапленности и прожилков сульфидов постепенно нарастает вверх. Между кейко и око переход довольно резкий и осуществляется через переходную зону мощностью менее 1 м [104]. Контакты между другими зонами резкие, в том числе и верхний контакт рудного тела.

Для сульфидных руд наиболее характерны следующие текстуры: массивная, полосчатая, вкрапленная брекчиевидная, колломорфная. Специфической разновидностью являются руды "грэйдид" (или "сортированные"), представляющие собой агрегат угловатых обломков руд куроко с примесью око, имеющих различные размеры и сцементированных рудным материалом (рис. 80). Наблюдается отчетливая сортировка обломков: более крупные располагаются внизу, мелкие —верху, что и явилось основанием для названия руд. Форма тел таких руд линзообразная, они залегают на склонах риолитовых куполов ниже по рельефу поверхности купола, чем линзы массивных руд куроко.

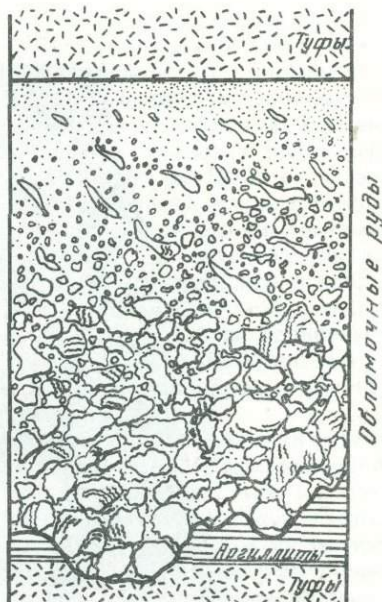
Описание структур и других свойств руд содержится в ряде работ [237, 238, 21, 85]. Такие же структуры и минеральный состав характерны для некоторых сульфидных месторождений типа куроко на о-ве Кунашир.

Своеобразен состав руд серно-сульфидных месторождений плиоцен-четвертичного возраста (тип Абута-Мацуо). Они сложены серой, марказитом, пиритом и мельниковитом. В качестве примесей отмечаются киноварь, ливингстонит, хоробетсуит, аурипигмент, реальгар, гипс, барий, сидерит, гематит, опал, алунит, рутил, тридимит, кварц, каолинит [355].

Исследования структурных взаимоотношений рудных тел и отдельных минералов между собой позволили К. Киношите [237] и Т. Като [224] установить последовательность образования руд в "месторождениях типа Куроко" на примере рудных залежей Северо-Восточного Хонсю: 1) окварцевание пород с выносом оснований, 2) отложение вкрапленности пирита и халькопирита (кейко) (рис. 82, б), 3) формирование руд, богатых медью (око), 4) формирование многометалльных руд (куроко) (рис. 81, а).

МЕТАМОРФИЗМ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУД

Вулканогенно-осадочные толщи, вмещающие колчеданные месторождения, в большинстве районов подверглись воздействию регионального и контактового метаморфизма и локальных метасоматических процессов. Последние обычно связаны с рудоотложением и рассматриваются отдельно. Региональный метаморфизм проявлен почти во всех рудно-колчеданных полях. В неметаморфизованной толще верхнепалеозойского возраста пояса Симанто, породы которой сохранили первоначальный облик, размещается 39 непромышленных колчеданных залежей, сконцентрированных в рудной зоне Чичибу. Месторождения рудника Симокава в поясе Хидака также заключены в неметаморфизованной толще, но мезозойского возраста. Специфический тип регио-



Обломочные руды

0 10 км

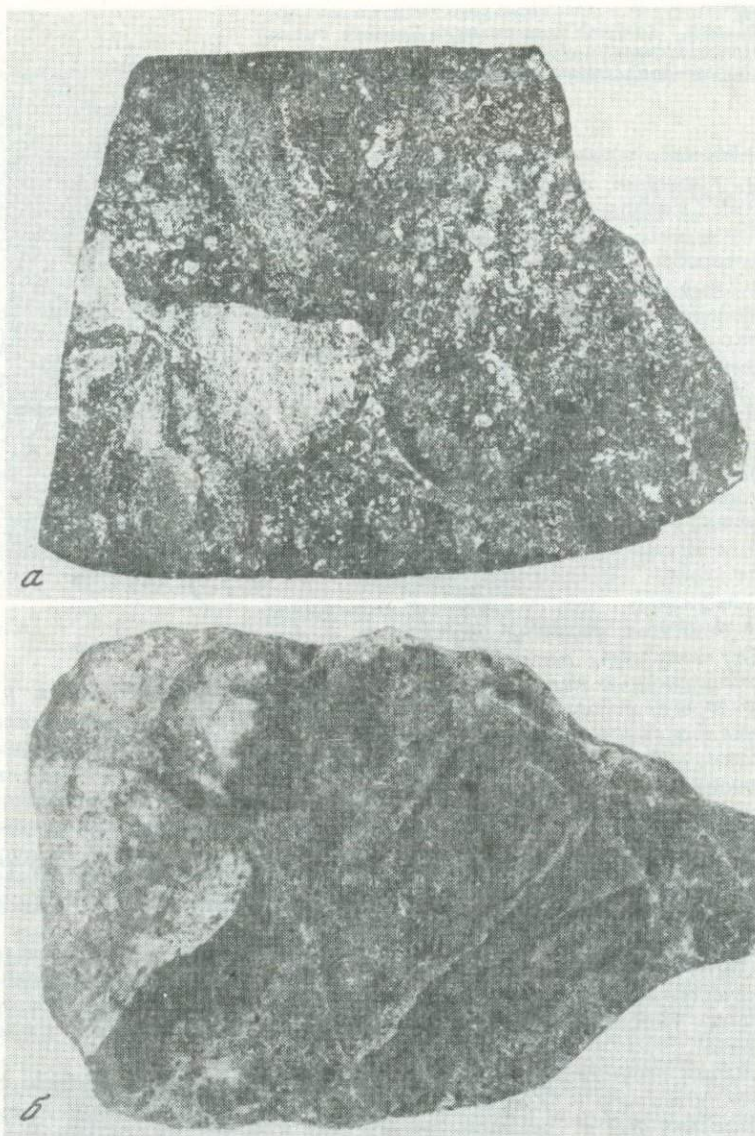


Рис. 81. Фотографии образцов руд куроко и кейко в натур. вел.
 а — руда куроко месторождения Ханаока; б — руда кейко месторождения Ханаока

нально-измененных пород сопровождается месторождения Куроко в третичных толщах. Это так называемые зеленые туфы, слагающие выдержанный стратиграфический горизонт, соответствующий рудовмещающей формации Нисикуросава. "Зеленые туфы" сложены туфами, туфо-брекчиями, туфо-песчаниками, конгломератами, песчаниками и аргиллитами вместе с прорывающими их субвулканическими телами риолитов и дацитов. Они интенсивно изменены в результате низкотемпературного метаморфизма, не сопровождавшегося складчатостью. Метаморфизм проявился на огромной территории площадью свыше 1000 км² и протекал, по-видимому, в исключительно выдержанных условиях, что отразилось в однородности минерального состава его продуктов, которые сложены в основном хлоритом, альбитом, гидрослюдами, карбонатом, монтмориллонитом, цеолитами (главным образом ломонтитом, томсонитом, клиноптилолитом и др.), кварцем, селадонитом, смешаннослойными минералами, а местами —

эпидотом и пиритом. По минеральному составу они сходны с пропилитами, но отличаются по геологическому положению. Т. Като [225] отмечал на руднике Тои наложение пропилитизации и окварцевания на зеленые туфы, что проявилось в развитии жил и метасоматических выделений эпидота, гидрослюд, кварца и пирита на фоне низкотемпературных ассоциаций цеолитовой фации регионального метаморфизма. Концентрация эпидота в пределах рудных полей наблюдается и в других районах (например, на руднике Косака, по личным наблюдениям от экскурсии). М. Утада [366] различает пропилиты на фоне более позднего развития региональной цеолитовой фации в районе Могами. Границы зон метаморфизма несогласны со стратиграфическими контактами, что свидетельствует об эпигенетическом характере изменений. Относительно образования "зеленых туфов" существует два предположения: 1) сингенетическое преобразование рыхлых осадков совместным действием морской воды и вулканического тепла [76, 26], 2) эпигенетическое метаморфическое преобразование захороненных осадков [389]. Данные М. Утада свидетельствуют в пользу второго предположения. Таким образом, процессы зеленокаменного изменения толщ, вмещающих руды Куроко, проявились неоднократно.

В рудных полях палеозойских толщ породы претерпели более значительный региональный метаморфизм, колеблющийся от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций [242]. Толщи рассланцованы и смяты в складки либо пологие, либо изоклинные. Возраст метаморфизма колеблется в разных районах от верхнепалеозойского до нижнемезозойского [38]. Наиболее высокотемпературный метаморфизм проявился в поясе Абукума, в районе рудника Хитачи, где развиты антофиллит-кордиеритовые и мусковит-кварцевые сланцы амфиболитовой фации. Сходным метаморфизмом характеризуется вулканическая толща пояса Маицуру около месторождений Хонкосо и Янахара. Пренит-пумпеллиитовая и зеленосланцевая фации пользуются развитием в окрестностях рудников Цубои, Фукузава и Аоуми (пояс Сангун). В породах зеленосланцевой фации здесь встречается глаукофан. Более широкое развитие глаукофаносодержащих ассоциаций отмечается в районе рудника Окуки в поясе Санбагава [21]. Здесь же в жилах габбро, секущих вулканогенную толщу, обнаружен лавсонит (ассоциация лавсонит + пумпеллиит + хлорит). Пояс Санбагава характеризуется наибольшим диапазоном температур метаморфизма и значительной глубиной его. О последнем свидетельствует развитие лавсонита и глаукофана.

Региональный метаморфизм в палеозойских толщах проявлялся неоднократно. В районе месторождения Хитачи Х. Такеда [88], проводивший петроструктурные исследования, пришел к выводу, что "Главная свита зеленых филлитовых сланцев", или "Зеленокаменная", вмещающая месторождения, подверглась двукратному метаморфизму. Время первого близко к времени становления толщи. В результате него возникли "зеленые филлитовые сланцы". Второй этап был связан с горообразовательными и складчатыми движениями и наложился на зеленые сланцы.

Колчеданные руды, расположенные среди палеозойских регионально метаморфизованных толщ, также обнаруживают признаки метаморфизма. В результате стрессовых напряжений и образования складок возникли рассланцованные руды на месторождении Цубои. На руднике Йокей в массивных рудах образовались трещинки, грубо проторяющие контуры микроскладок вмещающих пород и заполненные хлоритом (рис. 82), а в полосчатых рудах складки видны отчетливо благодаря изгибанию слоев. К. Канехира [37] обнаружил тектоническую ориентировку вытянутых кристаллов пирита в руде месторождений Чихара, Сиратаки и Иимори. Руды были сложены густо расположенными кристаллами пирита, разделенными полосками силикатов. Кристаллы удлинены и линейно ориентированы вдоль одного направления, совпадающего с вытянутостью рудного тела и линейной ориентировкой структурных элементов вмещающих сланцев. Очевидно, стрессовые напряжения действовали одновременно на руду и вмещающие сланцы. Термальное воздействие метаморфизма на руды проявилось в развитии по силикатным включениям в рудах метаморфических хлорита и кордиерита, которые распространены также и в боковых породах, а по сульфидным рудам — пирротина. В месторождении Бесши пирротин появляется в рудах на некоторой глубине и далее вниз его количество нарастает. Приуроченности пирротина к каким-либо интрузиям не наблюдается, поэтому К. Канехира и Т. Тацуми [38] считают, что его возникновение связано с повышенным температурным градиентом во время метаморфизма.

Действие регионального метаморфизма на колчеданные руды и породы, по мнению

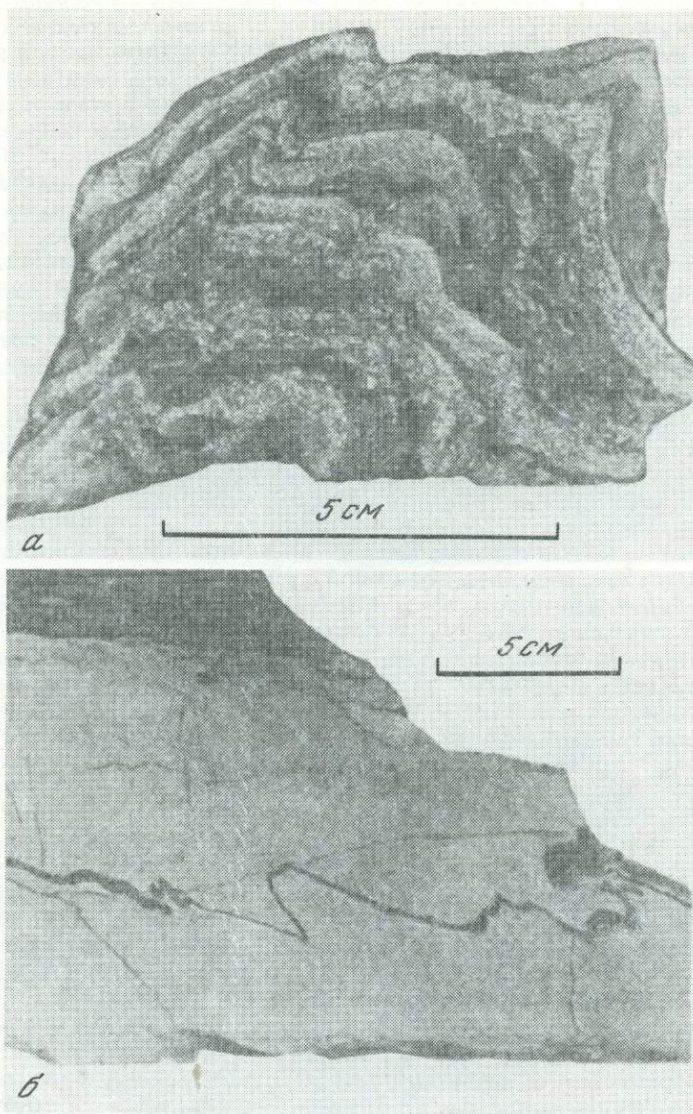


Рис. 82. Микроскладки в сульфидных рудах

а — месторождение Оцу на о-ве Кии, полосчатые руды, светлый — пирит, темные — силикаты;
б — месторождение Йокей на о-ве Сикоку, массивная сульфидная руда, в которой складчатость подчеркивается извилистой трещинкой, заполненной хлоритом (темный) [38]

М. Дои [168], выразилось также в увеличении крупности кристаллов пирита в них. Он проследил эту закономерность на большом числе месторождений о-ва Сикоку из трех зон: слабого метаморфизма, промежуточной, сильного метаморфизма. Размеры кристаллов возрастают синхронно в рудах и вмещающих породах (0,01–0,2 мм — в первой, до 0,2–0,4 мм — в третьей зонах).

Взаимоотношения продуктов третичного регионального метаморфизма с месторождениями Куроко неотчетливы. Последовательность событий, наблюдавшаяся Т. Като [224] на руднике Тои и других, свидетельствует о наложении руд на пропилиты, развившиеся позже зеленых туфов. Но существование древних пропилитов в районе Могами вызывает необходимость дополнительных исследований для решения вопроса.

В ряде случаев колчеданные руды подверглись контактовому воздействию со сторо-

ны даек гранитного и базальтового состава. На месторождениях Хонкосо и Янахара (рудная зона Маицуру) пиритные тела пересекаются дайками гранитов мелового возраста. По контакту между ними и вокруг пиритных тел развита кайма пирротина и магнетита мощностью 1–10 м. Менее значительные термальные воздействия описаны в рудах месторождений Куроко. Так, на месторождениях Фурутобе и Ханава у контактов с дайками долерита в пиритной и халькопиритной рудах возникли пирротин и магнетит [60].

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БОКОВЫХ ПОРОД

Породы, вмещающие колчеданные месторождения, интенсивно изменены локальными гидротермальными процессами, в результате действия которых образуются кварц, пирит, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, смешаннослойные образования, сульфиды и реже каолинит, диаспор. В докайнозойских месторождениях околорудные изменения затושеваны наложившимся метаморфизмом, поэтому их удобнее проследить на месторождениях типа куроко. Наиболее широко изменения проявлены в лежачем боку, в белых риолитах, где они прослеживаются на несколько десятков метров, но затрагивают и породы кровли, хотя и не так широко. Ниже приводится разрез околорудных пород в месторождении Ханаока, по данным автора, являющимся типичным для месторождений Куроко. В нижней зоне в белом риолите развиты кварц, пирит, хлорит и смешаннослойные хлорит-монтмориллонит и гидрослюда-монтмориллонит. Порода становится непрочной, но сохраняет белый цвет. Цветные минералы в ней полностью разложены, а полевые шпаты (альбит) интенсивно замещены гидрослюдой. Неизменными остаются только вкрапленники кварца. Выше возрастает степень окварцевания, исчезает хлорит, а затем и смешаннослойный минерал. Постепенно порода переходит в кремнистую руду кейко, сложенную кварцем, сульфидами (пирит, халькопирит) и гидрослюдой 1М. Здесь структура риолита не сохраняется, но часто наблюдается брекчиевидная структура. На контакте кейко с вышележащими массивными рудами око располагается зона хлоритовых пород мощностью 0,5–1 м. В рудах содержатся мелкие гнездышки (от 1–2 до 5–10 мм в диаметре) гидрослюда 2М₁ и 2М₂. Верхний контакт рудного тела с измененной туфо-брекчией риолитов резкий. У контакта туфо-брекчия превращена в кварц-гидрослюдистую породу (кварц-хлорит, гидрослюда 2М₁). В 2 м от контакта хлорит исчезает, а гидрослюда представлена модификацией 1М + 2М₁. Выше туфо-брекчии перекрыты черными аргиллитами. Сходная зональность была обнаружена и на месторождении Восточный Учинотай. С. Ивао [34] также отмечает, что слюды 2М встречаются в "глинах", ассоциирующих с рудами куроко, а 1М — в "глинах", развитых по риолитам и удаленных от рудных тел. Хлориты же развиты непосредственно у контактов рудных тел, особенно гипсовых, и представлены магнезиальными (в гипсе), железо-магнезиальными или алюмо-магнезиальными (диоктаэдрическими) разностями.

Определение абсолютного возраста 11 образцов гидрослюд из месторождений Ханаока и Учинотай [9] показало, что возраст околорудных изменений в Учинотай составляет $11,1 \pm 0,4$, а в Ханаока — $12,9 \pm 0,7$ млн. лет при доверительной вероятности 90%. Возраст гидрослюд в пределах одного месторождения практически оказался постоянным, хотя гидрослюды брались из разных участков (из кровли, из подошвы, а также из руд кейко и око) и были представлены разными модификациями. Полученные цифры на 10–12 млн. лет меньше, чем возраст вмещающей толщи Нисикуросава (22–24 млн. лет), т. е. гидротермальный процесс происходил много позже ее формирования.

Согласно данным Т. Като [224] и К. Киношита [237], околорудные изменения были наложены на пропилитизированные породы, но предшествовали отложению колчеданных руд.

Такая последовательность совпадает с теоретически предсказанной Д.С. Коржинским последовательностью для колчеданных месторождений на основании гипотезы об опережающей волне кислотных компонентов [46].

Своеобразные изменения сопровождают серно-сульфидные руды типа Мацуо-Абута. Вмещающие их андезиты опализованы. Переход между опализованными и свежими породами довольно резкий. Внутри опалитовых пород залегают рудные тела. В опалитах содержатся опал, сера, кварц, кристобалит, тридимит, хлорит, монтмориллонит,

каолинит, галлуазит, сапонит, алунит, гидрослюда. Характерно присутствие алунита, не встречающегося в месторождениях типа Куроко и Бесши. Минералогия этого типа руд изложена в ряде работ [355, 51, 53].

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Следующие вопросы генезиса колчеданных месторождений Японии представляются в настоящее время бесспорными.

1. Существует парагенетическая связь оруденения с вулканизмом начальных стадий геосинклинального развития земной коры.

2. Месторождения типа куроко и бесши образовались в субмаринных толщах, а типа Мацуо-Абута — в субаэральных.

3. Руды кремнистые (кейко), желтые (око) и гипсовые (секоко) возникли путем метасоматического замещения предварительного гидротермально-измененных туфобрекчий "белых риолитов" и в результате заполнения трещин (особенно кремнистые руды). Генезис руд куроко является дискуссионным.

4. Колчеданные месторождения в палеозойских толщах имеют дометаморфический возраст. Они подверглись термальному и динамическому метаморфизму в PZ — MZ.

Относительно происхождения "черных" многометалльных руд куроко существуют два принципиально различных взгляда. Один из них предполагает их гидротермально-метасоматическое формирование на некоторой глубине в уже сформировавшейся вулканогенно-осадочной толще [223, 224, 237]. Согласно другому колчеданные руды образовались в результате сочетания гидротермального и осадочно-эксталяционного процессов в условиях морского дна [289, 378, 379, 21, 79, 85]. Вторая точка зрения в последнее время получила широкое распространение и принята японскими геологами как теоретическая основа поисков месторождений Куроко. Следующие главные геологические наблюдения выдвинуты в ее поддержку.

1. Рудные залежи стратифицированы, т. е. приурочены к определенному стратиграфическому горизонту, имеют пластообразную или линзовидную форму и залегают в общем согласно со слоистостью вмещающих пород. В пределах рудоносного горизонта в третичных толщах (формация Нисикуросава) колчеданные залежи располагаются преимущественно в его кровле, на границе с формацией Оннагава, что может трактоваться как связь рудообразования с временем смены режима осадконакопления.

2. Колчеданные месторождения концентрируются в районах и стратиграфических горизонтах, наиболее богатых продуктами вулканизма (базальтового в палеозойских и риолитового в кайнозойских толщах), что свидетельствует о генетической связи рудообразования с вулканизмом.

3. Месторождения в палеозойских толщах подверглись региональному метаморфизму в позднем палеозое — раннем мезозое вместе с вмещающими породами, а значит имеют дометаморфический возраст.

4. В некоторых месторождениях Куроко известны так называемые руды "грэйдид", описанные выше. Тела таких руд по форме и строению очень напоминают залежи отсортированных рудных обломков, снесенных с более высоких частей купола. Это позволило Й. Кадзивара [36] предположить, что на руднике Саканаи руды "грэйдид" образовались при эрозии залежей Куроко и оползания обломков руды по склону.

5. Отмечается ритмичная слоистость сульфидоносных туфов и аргиллитов висячем боку рудных тел. Пример такой ритмичности приведен в работе В.И. Смирнова и др. [85] и трактуется как отложение обломков размывающихся залежей Куроко в результате их сноса в понижения морского дна.

Сторонники гидротермально-метасоматической гипотезы объясняют наблюдаемые обломочные текстуры избирательным замещением различных обломков сульфидами, а приуроченность залежей куроко к определенному горизонту и, в частности, к контакту туфо-брекчий риолитов с аргиллитами кровли — благоприятными структурно-литологическими условиями. Аргиллиты рассматриваются как экран, а рыхлые туфобрекчии — как благоприятный коллектор оруденения. В свою очередь они отмечают, что, колчеданные залежи встречаются и в более верхних горизонтах, чем главная рудоносная формация, а также сопровождаются гидротермальным изменением и импрегнацией сульфидами вмещающих пород не только лежащего, но и отчасти висячего боков.

Изучение структурных взаимоотношений разных типов руд свидетельствует о том, что руды куроко отлагались позже процессов околорудного выщелачивания и образования кварц-гидрослюдистых пород. Последние же развиваются как в лежащем, так и в висячем боках рудных тел.

Приведенные выше обоснования обеих точек зрения базируются в основном на структурно-геологических соотношениях, которые, как правило, нельзя трактовать однозначно. Можно лишь говорить о большей или меньшей вероятности того или другого объяснения. Поэтому особенно важное значение имеют данные точных методик. В частности, установление зонального распределения модификаций гидрослюд в разрезе околорудных пород месторождений Ханаоко и Учнотаи и определение их абсолютного возраста достаточно определено свидетельствуют о кратковременности процесса их образования. Кроме того, абсолютный возраст гидрослюд на 10–12 млн. лет моложе вмещающей толщи Нисикуросава и исключительно постоянен в пределах одного месторождения. Возрастные взаимоотношения гидрослюд и руд остаются дискуссионными, поскольку основываются на наблюдениях структурных взаимоотношений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Три типа колчеданных месторождений Японии (Бесши, Куроко и Мацуо-Абута) являются довольно близкими аналогами соответственно медноколчеданных, медно-свинцово-цинковых колчеданных (Ахтала в Закавказье, Межозерное на Южном Урале) и, возможно, некоторых серноколчеданных месторождений в других странах. Общим для всех типов является их приуроченность к эвгеосинклинальным вулканическим толщам и определенным стратиграфическим горизонтам в них; существенно пиритовый состав основной массы руд, за исключением руд куроко; ведущая роль меди как главного полезного компонента, за исключением типа Абута-Мацуо; интенсивные гидротермальные изменения боковых пород преимущественно в лежащем боку и в меньшей степени в кровле рудных тел. Тип Бесши отличается от двух других приуроченностью к базальтовым толщам, содержащим прослой кремнистых и марганценосных пород, а также монометальным характером руд (медь). Тип Абута-Мацуо отличается отсутствием промышленных концентраций металлов, широким развитием опализации пород, отложением залежей самородной серы и присутствием таких минералов, как марказит, алунит. Месторождения этого типа образовывались в субаэральных условиях, с чем и связаны главные особенности их минерального состава.

Глава 16

ФИЛИППИНЫ

На Филиппинских островах, богатых медно-порфировыми месторождениями, колчеданные руды не имеют важного экономического значения. Однако они распространены довольно широко и в последнее время усиленно изучаются (рис. 83).

Филиппинский мобильный пояс был заложен в среднем мезозое в результате растяжения и разрыва палеозойской коры, реликты которой сохранились местами в средней части архипелага. Раннегеосинклинальные серии представлены здесь толщами нижнемеловых сланцев и граувакк мощностью 3 км, переслаивающихся с подушечными базальтами и спилитами, а в верхней части разреза — маломощными линзами известняков.

В переходную стадию в течение позднего мела и палеогена накапливались вулканогенные песчаники, сланцы и тонкослоистые биогенные известняки, перемежающиеся с продуктами андезитового вулканизма, деятельность которого многократно возобновлялась и привела к формированию мощных (до 2 км) толщ андезитовых и дацитовых лав, туфов и агломератов. Формирование структуры островной дуги сопровождалось внедрением ультрабазитов, а впоследствии — кварцевых диоритов.

Колчеданные месторождения Филиппин ассоциируют с раннегеосинклинальными спилитами и с андезитоидами переходного этапа.

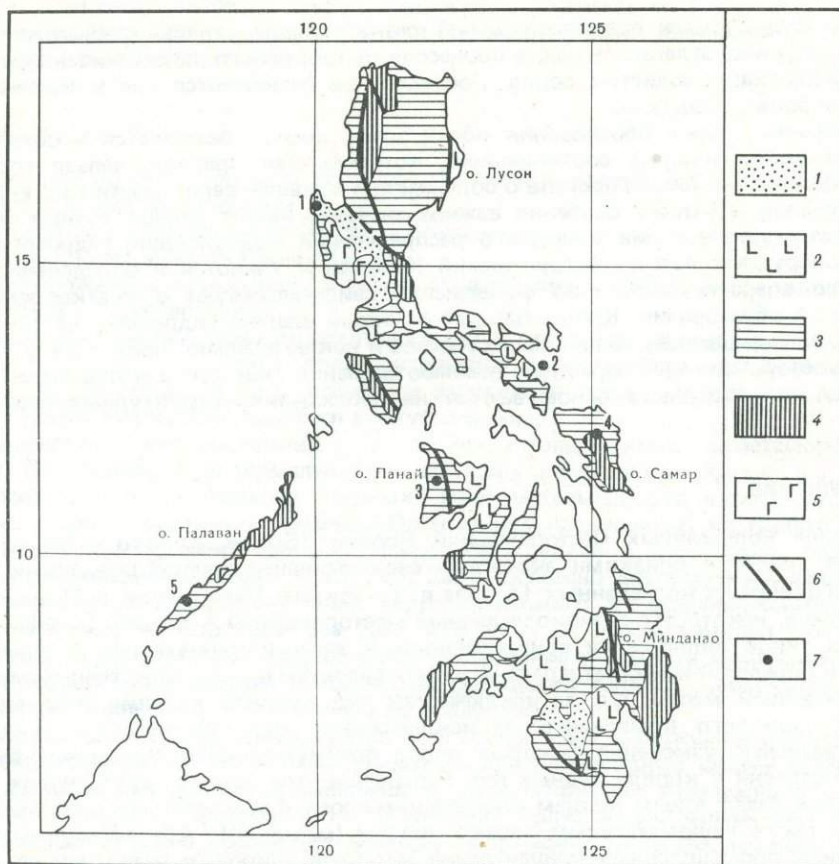


Рис. 83. Карта размещения колчеданных месторождений Филиппин

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые и четвертичные вулканогенные образования основного состава; 3 — неогеновые отложения; 4 — мезозойские отложения; 5 — ультрабазиты; 6 — тектонические нарушения; 7 — колчеданные месторождения. (цифры на схеме): 1 — Барло; 2 — Хиксбар; 3 — Бангбонган, 4 — Багасай, 5 — Лорэн

К первому типу относятся месторождения Барло, Хиксбар и Бангбонган.

Месторождения Барло расположено на западном побережье о-ва Лусон. С 1962 по 1969 г. из него было добыто 48 тыс. т руды, содержащей в среднем 9,5% меди. Запасы оцениваются в 2,2 млн. т руды, содержащей от 1,6 до 9% меди. Особо богатые руды содержат 6% цинка, 56,7 г/т серебра, следы золота и составляют около 10% всех запасов.

Геосинклинальные отложения мел-палеогенового возраста в районе месторождения представлены базальтами, спилитами, кварцевыми кератофирами, глинами и известняками. Месторождение приурочено к мелкой синклинальной складке шириной 1–2 км, осложненной поперечной складчатостью более низкого порядка и многочисленными тектоническими нарушениями. Рудовмещающими породами служат спилиты. Специфической особенностью месторождения является наличие в рудной зоне так называемой галечной глинки, состоящей из обломков окремненных вулканических пород, импрегнированных сфалеритом и пиритом, которые беспорядочно распределены в глинистой основной массе. Размеры обломков 1–2 см. В связующей глинистой массе определены монтмориллонит, кварц и полевой шпат. Л. Бринер [141] считает, что галечные глинки произошли при размыве рудного горизонта на морском дне. Руды представлены крупными линзообразными телами, полого погружающимися к югу.

Пирит, халькопирит и сфалерит — основные рудные минералы. Кроме них, присутствуют борнит, тетраэдрит, теннантит и ковеллин. Мелкозернистый кварц является

главным жильным минералом. Большая часть руды представляет собой пористый агрегат концентрически зональных скоплений сульфидов, погруженных в мелкую мозаику кварца и пирита. В распределении рудных минералов каких-либо закономерностей не выявлено. Участки богатой халькопиритовой, сфалеритовой или халькопирит-сфалеритовой руды беспорядочно распределены среди пиритовых масс. Околорудные изменения в породах характеризуются грубой вертикальной зональностью: под рудой располагается кварц-халцедон-хлорит-серицитовая зона, которая ниже сменяется альбит-актинолит-тремолит-эпидотовой зоной. Кроме того, вместе с рудой и в подрудной зоне встречаются барит и гипс, а над рудой — цеолит и кальцит.

Месторождение **Хиксбар** находится на небольшом о-ве Рапу-Рапу у юго-восточного окончания о-ва Лусон. До 1941 г. здесь было добыто 62,7 тыс. т руды, содержащей 9,36% Cu, 3,1 Au, 28 г/т Ag. С 1941 по 1950 г. — 32 тыс. т руды с 3,8% меди. На 50-е гг. запасы составляли 229,4 тыс. т руды с 2,4% меди. Месторождение залегает в толще хлоритовых сланцев, имеющих, возможно, вулканогенное происхождение.

Массивное рудное тело размером 60 X 40 X 30 м вытянуто параллельно осям складок. Главным рудным минералом является пирит. Кроме него, присутствуют халькопирит, сфалерит, халькозин. Реликтовая сланцевая текстура в рудах параллельна слоистости вмещающих пород. Импрегнационный пирит встречается в пустотах вокруг руды, преимущественно в подошве рудного тела. Руда окружена зоной листоватого парагонитового сланца мощностью 65—100 м.

Месторождение **Бангбонган** находится на о-ве Панай. К 1955 г. поверхностными и подземными работами, глубина которых достигала 75 м, из месторождения было извлечено около 10 тыс. т руды, содержащей 45—51% серы и 0—1,5% меди. Территория месторождения сложена нижнемеловыми базальтами со слоями песчаников, сланцев и кремнистых пород мощностью от нескольких сантиметров до 50 м и более. Месторождение приурочено к тектоническому блоку, разбитому несколькими сбросами северо-восточного простирания, совпадающими с основным направлением складчатости.

Колчеданные руды залегают в прослоях осадочных пород внутри базальтов. Они образуют линзообразные тела в замковых частях субпараллельных антиклиналей и часто имеют седлообразную форму. Руда состоит из пирита с небольшим количеством халькопирита и редким борнитом [129].

Линзообразные залежи медьсодержащего пирита в ассоциации с подушечными базальтами мелового возраста известны в других местах на островах Панай, Миндоро, а также в юго-восточной части о-ва Лусон.

Ко второму типу месторождений, связанных с более поздними андезитовидными вулканитами, относится месторождение **Багасай** на о-ве Самар. Разрабатывается с 1956 г. С 1962 по 1966 г. из месторождения было извлечено 57 тыс. т руды, содержащей 10% меди и около 1 млн. т руды с 2,9% меди. В июне 1967 г. месторождение насчитывало 391 тыс. т руды с 8,4% меди и 2,5 млн. т с 2,65% меди. Кроме того, здесь имелось 7,7 млн. т пиритовой руды без промышленных концентраций меди. Содержание серы в пиритовой руде 38%.

Рудовмещающие породы палеогенового возраста представлены аргиллитизированными дацитами с вкрапленниками бипирамидального кварца. Дациты подстилаются, а частично перекрываются линзами темных невыветрелых вулканитов с прослоями яшм. Выше по разрезу наблюдаются туфы и туфобрекчии, по крайней мере частично водно-отложенные [141]. Венчают разрез рифовые известняки. В пределах месторождения зафиксированы многочисленные крутые сбросы.

Месторождение состоит из нескольких пологопадающих линз в дугообразном, широтно вытянутом поясе длиной 2 км. Руда подстилается толщей аргиллитизированных дацитов мощностью 100 м и перекрывается неизменными темными вулканитами с прослоями яшм, залегающими на руде с небольшим угловым несогласием. Рудоперекрывающие туфы содержат обломки пиритовых руд и медьсодержащие угольные пласты с халькопиритом, замещающим древесные структуры, халькозином и окислами меди. Характерно, что медьсодержащие угли встречаются только в непосредственной близости от рудных залежей. Самое большое рудное тело Гила-Гила протяженностью 500 м и мощностью около 50 м имеет ровную прямолинейную кровлю и неровную подошву. Во всех рудных телах наблюдается вертикальная зональность, характеризующаяся присутствием в кровле высококачественной халькопирит-сфалерит-халькозино-

вой руды с баритом, в центре — более убогой халькопирит-сфалерит-пиритовой руды и в подошве — пирита с незначительной примесью халькопирита.

Сходное строение имеет месторождение Лорэн, расположенное на о-ве Палван, представляющем собой западное ответвление Филиппинской дуги.

Нетрудно заметить, что все колчеданные месторождения Филиппин как связанные с раннегеосинклинальными базальтоидными формациями, так и более поздние, приуроченные к андезитоидным островодужным вулканитам, несут медное оруденение и не содержат ни цинка, ни свинца. Как и в случае с турецкими месторождениями Мургул и Лаханос, мы склонны связывать это отклонение с региональной металлогенической специализацией Филиппинских островов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во введении к книге "Колчеданные месторождения СССР", являющейся первой частью настоящей работы, была охарактеризована история становления современных взглядов на генезис колчеданных месторождений, а также дана их систематика, которой в общих чертах придерживаются сейчас большинство исследователей [207, 82, 83, 93, 45]. В данной главе мы попытаемся обобщить весь вышеизложенный материал в соответствии с этой калсификацией.

Наиболее общей характерной чертой всех колчеданных месторождений является приуроченность их к геосинклинальным складчатым поясам¹, где они залегают среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов ранней стадии развития этих поясов. Мелкозернистое строение руд и резкое преобладание пирита среди рудного вещества, слабое развитие нерудных минералов, преимущественно согласное залегание рудных тел по отношению к напластованию вмещающих их отложений, проявление характерной рудной зональности — эти признаки лежат в основе выделения колчеданных месторождений как самостоятельного класса.

В зависимости от характера отложений, слагающих геосинклинальные пояса, класс колчеданных месторождений подразделяется на два семейства: вулканогенных — в геосинклиналях с преобладанием магматических формаций и стратиформных — в геосинклиналях с преимущественным развитием терригенных отложений.

Основными типоморфными признаками семейства вулканогенных колчеданных месторождений служат резко отграниченные от вмещающих пород залежи массивной руды, преимущественно линзообразной формы, к которым со стороны лежачего бока примыкает зона околорудных изменений, нередко содержащая прожилково-вкрапленные (и массивные) руды, занимающая секущее положение по отношению к рудным залежам и постепенно затухающим с глубиной.

Семейство вулканогенных колчеданных месторождений подразделяется на три подсемейства: кипрское, уральское и куроко в соответствии с составом рудоносных магматических формаций, сопряженных с разными этапами развития геосинклинальных зон.

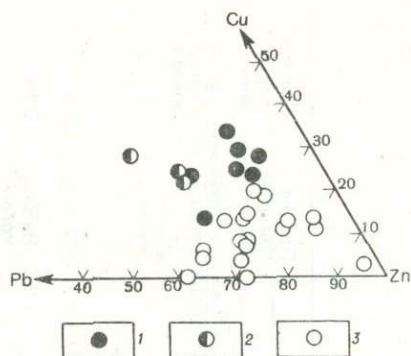
К первому подсемейству относятся месторождения, залегающие в офиолитовых сериях, предавленных ультрабазитами, габброидами, комплексами параллельных диабазовых даек и подушечными базальтами.

Из кремнекислых дериватов здесь изредка отмечаются дайки диоритового и плагиогранитного состава. Седиментогенные отложения представлены маломощными пачками аргиллитов с примесью кремнистого материала. Характер рудовмещающих комплексов свидетельствует о принадлежности их к раннеокеанической стадии развития геосинклиналей. Находки сульфидной минерализации при драгировании океанических базальтов [135] в какой-то мере подтверждают возможность формирования подобных месторождений в древних центрах спрединга. Из табл. 12 видно, что месторождения, выделенные в данное подсемейство, являются преимущественно медными и лишь изредка медно-цинковыми.

¹ Зеленокаменные пояса докембрийских щитов, именуемые протогеосинклиналями, имеют многочисленные черты сходства с фанерозойскими геосинклинальными системами.

Рис. 84. Отношение средних содержаний Cu, Pb и Zn (в вес.%) в рудах подсемейства куроко

1 — Японские месторождения куроко; 2 — месторождение Иберийского пиритового пояса; 3 — прочие месторождения



Уральское подсемейство включает месторождения, ассоциирующие с дифференцированными базальтоидными формациями. Рудовмещающие комплексы представлены здесь, как правило, кремнекислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. В общем разрезе они играют резко подчиненную роль, формируя отдельные стратовулканы на фоне обширных пространств, сложенных мощными субмаринными базальтовыми сериями. Натриевая специализация лав является характерным признаком кремнекислых образований, относящихся к позднему этапу океанической стадии развития геосинклиналей. Месторождения уральского подсемейства в основном медно-цинковые с широким разбросом содержаний этих металлов (табл. 13).

К подсемейству куроко относятся месторождения, связанные с кремнекислыми вулканитами, принадлежащими к андезит-дацитовым сериям, характеризующимся повышенным K/Na отношением, а иногда резким преобладанием K в группе щелочей (рудовмещающий комплекс рудного района Батерст-Ньюкасл в Аппалачах), что свидетельствует о наличии более или менее развитого сиалического субстрата. Рудоносные формации этого типа характерны для переходной или островодужной стадии развития геосинклиналей. Месторождения приурочены, как правило, к липаритам, липарито-дацитам или переслаивающимся с ними вулканогенно-осадочным породам и имеют медно-свинцово-цинковую специализацию (табл. 14). При нанесении состава руд этих месторождений на треугольную диаграмму (рис. 84) можно заметить сравнительно небольшой разброс точек. Большинство из них тяготеет к цинковой вершине треугольника, показывая преобладание этого металла над медью и свинцом. Ближе к центральной части треугольника располагаются точки японских месторождений Куроко и месторождений Иберийского пиритового пояса, где цветные металлы присутствуют приблизительно в равных пропорциях.

Особую группу среди колчеданных месторождений, связанных с андезитоидными формациями, занимают месторождения Панагюрского рудного района Болгарии и Бор в Югославии, относящиеся к Среднегорской структурно-металлогенической зоне. Наиболее характерными чертами этих месторождений являются следующие: приуроченность к андезитам (реже андезито-дацитам), секущее положение рудных залежей в составе которых нередко преобладают прожилково-вкрапленные руды, отчетливо выраженная медная специализация руд, широкое развитие среди рудных минералов сульфоарсенитов меди — энаргита и люконита, наличие алунита и диккита в составе продуктов окислительных преобразований.

Последние два признака свидетельствуют о высокой степени окисленности рудообразующих растворов, что сближает эти месторождения с субаэральными серносульфидными месторождениями [52]. Субаэральная или весьма мелководная обстановка в момент рудообразования предопределила и способ отложения рудного вещества — внутрикоровый гидротермально-метасоматический — в отличие от гидротермально-осадочного способа отложения основной массы руды подавляющего большинства колчеданных месторождений.

Слабое развитие свинцово-цинковой минерализации может быть связано с отсутствием благоприятных условий для отложения этих руд, накапливающихся, как правило, в верхних горизонтах гидротермально-осадочных залежей. Еще одной причиной преимущественно медного состава руды может быть недостаточная кремнекислотность рудогенерирующих магматических масс.

Семейство стратиформных колчеданных месторождений (табл. 15) характеризуется своей приуроченностью к мощным терригенным, иногда терригенно-карбонатным толщам, в разрезе которых магматические образования играют резко подчиненную роль, хотя и присутствуют почти повсеместно в пределах рудных полей. Это могут быть пок-

Таблица 12.
Месторождения Кипрского подсемейства

Месторождение (рудное поле)	Рудоносная формация (комплекс), возраст	Рудовмещающий горизонт	Содержание					Прочие полезные ископаемые	Запасы руды, млн. т
			%			г/т			
			Cu	Zn	Pb	Au	Ag		
Хантингдон (Канада)	Серпентинизированные перидотиты, измененные андезиты (Ф)	Рассланцованные и изме- ненные андезиты	2	—	—	0,7	—	—	Более 1
Сулительма (Норвегия)	Слюдистые сланцы, вулканиты основного состава (P ₂)	Хлоритизированные и аль- битизированные вулканиты основного состава	2,0	1,2	—	—	—	—	
Беттс-Ков (Канада)	Офиолитовая серия: ультрабазиты, дайковый комплекс, две толщи подушечных базальтов (O)	Контакт дайкового ком- плекса и нижней толщи подушечных лав	14	+	—	—	—	Никель кобальт	0,14
Литл-Бэй (Ньюфаундленд)		Измененные подушечные лавы	6,2	—	—	—	—	—	0,2
Уэлсбек (Ньюфаундленд)		Миндалекаменные поду- шечные лавы	1,8	—	—	—	—	—	
Йорк-Харбур (Ньюфаундленд)		Контакт нижних и верхних подушечных лав	3,5	7,0	—	—	—	—	0,33
Ремблер (Ньюфаундленд)		Базальты с прослоями туфов и осадочных пород	1,6	2,2	—	4,2	24,1	—	2
Окуки* (Япония)	Зеленокаменная фор- мация: базальтовые лавы, их туфы, туфобрекчии, габброиды (P)	Контакт слоистых туфов основного состава и оса- дочных пород железистой формации	7,0	—	—	4	60	—	19
Сиратакинит (Япония)	Формация Минава: ме- табазиты, кварцевые сланцы с небольшими телами серпентинитов, метапелиты (P ₂)	Метабазитовые сланцы	1,3	—	—	—	—	—	5
Сазаре (Япония)		Сланцы по лавам и пирок- кластам основного соста- ва	1,6	—	—	—	—	—	
Шимокава (Япония)	Группа Камуи: глинист- ые сланцы, известняки с подчиненным коли- чеством лав и пирокла- стов основного состава (P ₂)	Контакт диабазов и слан- цев	2,2	0,9	—	—	—	—	
Веззони (Корсика)	Эффузивы основного со- става, туфы и туффиты с пластами радиоляри- тов J ₃ (?)	Вулканогенно-осадочная толща	10	1,3	—	—	—	—	0,006
Мавровуни (Кипр)	Офиолитовый комплекс массива Троодос: гарц- бургиты, габбро и гра- нофиры, пластинчатый, дайковый комплекс, две толщи подушечных лав MZ	Контакт нижних и верхних подушечных лав	4,0	0,5	—	0,7	21,2	—	20
Скуриотисса (Кипр)		Контакт подушечных лав и перекрывающих их сланцев	2,2	—	—	8,5	56,6	—	6
Коккинопецулла (Кипр)		Подушечные лавы	0,3	—	—	—	—	—	2,5
Агрокипия (Кипр)		Верхний контакт нижних подушечных лав	4,0	8,5	+	—	—	—	3
Калавасос (Кипр)		На контакте нижних и верхних подушечных лав	1,5	0,7	—	—	—	—	1
Кивуса (Кипр)		Внутри толщи подушечных лав	2,4	3,4	—	—	—	—	0,3
Бангбонган (Филиппины)	Базальты со слоями пес- чаников, сланцев, крем- нистых пород K ₁	Прослои осадочных пород внутри базальтов	1,5	—	—	—	—	—	0,01
Хиксбар (Филиппины)		Хлоритовые сланцы вулка- ногенного происхождения	4	—	—	3,1	28	—	
Рудное поле Эргани-Маден (Турция)	Спилиты и их брекчии, прерывистые слои крем- нистых сланцев и аргил- литов в кровле серпенти- нитового массива K ₂		2,2	—	—	1,4	21,9	Кобальт	17,3
Вайса (Турция)		Красноцветные аргиллиты с включениями спилитов	5,2	3,2	—	+	—	Кобальт Никель	2

П р и м е ч а н и е. Здесь и в последующих таблицах при описании рудоносной формации разрез приводится в стратиграфической последовательности снизу вверх, в зоне контакта первой описывается стратиграфическая подошва; знак + указывает на отсутствие более точных сведений о содержании этого элемента в руде.

Таблица 13
Месторождения уральского подсемейства

Месторождение (рудное поле)	Рудоносная формация (комплекс), возраст	Рудовмещающий горизонт	Содержание					Прочие полезные ископаемые	Запасы руды, млн. т
			%			г/т			
			Cu	Zn	Pb	Au	Ag		
Норметалл (Канадский щит)	Вулканиды киватинского типа: базальты, андезиты, дациты, липариты AR (3200 млн. лет)	Контакт липаритов и метабазальтов	2	5	—	0,4	40	—	11
Пуарье (Канадский щит)	Базальты, андезиты, дациты, липариты AR	Контакт липаритов и их туфов	1,7	3,6	—	—	—	—	1,5
Рудное поле Тимминс (Канадский щит)	Серия Киватин: андезитобазальты с включением кислых вулканидов и осадочных пород AR	Липаритовая вулканическая постройка в поле развития основных пород	1,5	5,0	0,1	—	—	—	—
Кидд-Крик		Контакт брекчий липаритов и лав основного состава	1,5	3,8	—	—	79,6	Кадмий	81
Рудное поле Матагами (Канадский щит)	Группа Уатсон: кислые экструзивные породы, туффиты AR (2950 млн. лет)		1	7	—	0,3	32,0	—	32
Матагами-Лейк		Контакт кислых вулканидов и туффитов	0,7	10,5	—	0,4	30	—	20
Рудное поле Норанда (Канадский щит)	Группа Блек-Ривер: базальты, андезиты, дациты, липариты и их брекчии AR (2900 млн. лет)	Липариты	0,9 2,2	0,6 —	— —	2,2 5,2	3,9 —	Селен Теллур	215 54
Хорн Квемонт		Липариты, липаритовые брекчии	1,1	1,9	—	3	14,7	—	15
Делбридж		Липаритовые брекчии	—	2,7	—	—	335	—	Менее 1
Рудное поле Флин-Флон (Канадский щит)	Группа Амиск: подушечные базальты, андезиты, дациты, липариты, их туфы, брекчии и агломераты AR (2670 млн. лет)								
Флин-Флон		Контакт основных туфов и кварцевых альбитофинов	2,3	4,3	—	2,1	40	Селен Теллур Кадмий	33
Коронейшн		Подушечные метабазальты, их туфы, небольшое количество кислых лав	4,5	0,2	—	1,7	4,5	—	1,4
Берч-Лейк		Контакт двух потоков метаандезитов	6,8	—	—	0,1	3,5	—	—
Капрес		Графитовые сланцы среди андезитов, базальтов их туфов	3,2	6,4	—	0,8	24	—	0,5
Юнайтед-Верде (Запад США)	Группа Эш-Крик: базальты, туфы липаритов, андезиты, дациты, слоистые брекчии PR	Контакт липаритов и туфогенно-осадочных пород	5	5	1,2	0,9	58	—	> 100
Пюхасалми (Финляндия)	Метаморфизованные вулканиды кислого и основного состава PR ₂		0,8	2,8	—	—	—	Барий	—
Маунт-Лайель (Тасмания)	Группа Дандас: несортированные терригенные и вулканогенно-осадочные породы с включениями спилитов и кератофинов € (550 млн. лет)	Измененные эффузивы и туфы кислого и основного состава	1,1	—	—	0,4	8,3	—	88
Галбридж (Ньюфаундленд)	Группа Робертс-Арм: подушечные лавы основного состава с примесью кислых лав и пирокластов, прослоями осадочных пород O	Контакт слоистых туфов кислого состава с метабазальтами	1,1	—	—	—	—	—	3
Леккен (Норвегия)	Подушечные базальты, андезитобазальты, реже кератофиры, сланцы, кварциты, яшмы PZ ₁		2	1,6	—	—	—	—	—
Скоровасс (Норвегия)	Лавы и пирокласты спилито-кератофирового состава, известковистые сланцы, кварцитопесчаники PZ ₁	Яшмы, кварциты, горизонты кислых туфов между потоками спилитов	до 5	до 20	—	—	—	—	—
Уидон (Канада, Аппалачи)	Формация Эскотт: липаритовые порфиры, их туфы и основные вулканиды PZ ₁	Контакт основных и кислых вулканидов	1,76	0,6	—	—	—	—	Более 1

Месторождение (рудное поле)	Рудоносная формация (комплекс), возраст	Рудовмещающий горизонт	Содержание					Прочие полезные ископаемые	Запасы руды, млн. т
			%			г/т			
			Cu	Zn	Pb	Au	Ag		
Рудный район Западной Шаста (Запад США) Балаклала	Формация Копли: подушечные лавы, брекчии и туфы основного и среднего состава с включениями кислых пород в верхней части D ₂	Контакт риолитовых лав и туфов	2,8-6	1-8	-	0,03-3,5	1,1-180	-	14
Шаста-Кинг		Контакт риолитов и туфов	2,8	1,8	-	1,1	28	-	1,2
Мэммот		Слоистые туфы и линзы вулканических брекчий	2,5	7,6	-	1	30	-	3,3
Голински	Сланцевая и спилиткератофировая формации D-C	Среднепорфировые риолиты	4	4,2	-	1	64	Кадмий	3,3
Кистоун		Риолиты, их брекчии и туфы	3,6	8,9	-	3,8	129		
Сан-Бель (Франция)		Зона перехода от сланцевой к вулканогенной формации	6	8	-	1,7	75		0,12
Брсково (Динариды, Югославия)	Известняки и сланцы с линзами миндалекаменных базальтов T ₁	Серицитизированные вулканиды	+	+					
Шупля-Стиена (Югославия)		Контакт кератофиров и кварцевых кератофиров	-	+	-				
Британия (Кордильеры, Канада)		Субвулканические тела и субмаринные излияния кварцевых кератофиров и порфиритов T ₂	+	+	+				
Хидн-Крик (Кордильеры, Канада)	Толща андезито-дацитовых вулканидов флишоидов J	Туфы андезито-дацитового состава и черные алевропелиты	1,2	+				Барит	Более 20
Кюре (Турция)		Контакт андезитов и аргиллитов	1,7	-	-	4,2	84	-	18
Ашикей (Турция)		Контакт андезитов и глинистых сланцев	4	+	-	-	-	-	2,5
Мургул (Турция)	Подушечные андезиты, дациты, игнимбриты, известняки, спилиты, мергели K ₂ -P	Контакт андезитов и сланцев	9,5	+	-	1,2	-	-	1,62
Барло (Филиппины)		Контакт дацитовых лав и пирокластов с известняками	1,5	+	-	10	125	Кобальт	> 50
Барло (Филиппины)		Спилиты	1,6	до 6	-	+	57,6	-	3,1

Таблица 14
Месторождение подсемейства Куроко

Месторождение (рудное поле)	Рудоносная формация (комплекс), возраст	Рудовмещающий горизонт	Содержание					Прочие полезные ископаемые	Запасы руды, млн. т
			%			г/т			
			Cu	Zn	Pb	Au	Ag		
Эррингтон (Канадский щит)	Игнимбриты и пепловые туфы кислого состава, переходящие вверх по разрезу в туфогенно-осадочные породы и сланцы PR (более 1700 млн. лет)	Контакт пепловых туфов и известковых сланцев	1,0	3,2	0,84	0,5	43,5	-	7,5
Вермильон-Лейк (Канадский щит)		Контакт пепловых туфов и известковых сланцев	1,4	4,6	1,1	0,6	52	-	2,8
Рудное поле Шелефтео (Швеция)	Верхняя часть серии Маурлиден: кварцевые кератофиры, дациты, риолиты PR (1200 млн. лет)	Контакт рассланцованных туфов и туффитов кислого состава и черных сланцев	0,8	2,3	0,2		39	Мышьяк	
Фалун (Швеция)		Кварциты	0,3-1,2	2,5-5,2	1,5-15	+	+	-	21
Кальвбекен (Швеция)		Кварциты с прослоями карбонатов	0,2-1,0	5,8-24	2,2-9			-	
Ориярви (Финляндия)	Дацил-липаритовая формация (лептитовая) PR (более 1900 млн. лет)	Лептитовые сланцы и скарированные известняки у контакта с амфиболитами (метадиабазы)	1,0	4,5	1,4	0,4	10		

Таблица 14 (продолжение)

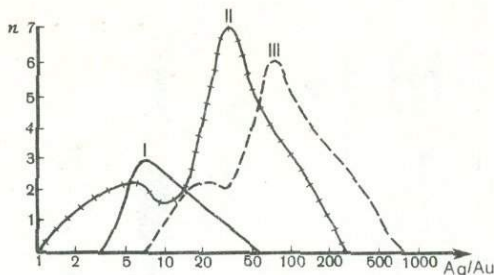
Месторождение (рудное поле)	Рудоносная формация (комплекс), возраст	Рудовмещающий горизонт	Содержание					Прочие полезные ископаемые	Запасы руды, млн. т
			%			г/т			
			Cu	Zn	Pb	Au	Ag		
Айала (Финляндия)			1,8	0,6		0,5-1	13-16	Никель	
Метсоменту (Финляндия)			0,1	4,6	0,1	0,3-0,4	5,7-7,0	—	
Лешул-Урсулуй (Румыния)	Хлоритовые кварц-серицитовые графитовые сланцы, кислые метатUFFы, метаморфизованные липариты и липарито-дациты E ₁	Контакт кислых метавулканитов и сланцев	+	+	+				
Стерлинг (Аппалачи, Канада)	Алолипаритовые сланцы, маломощные прослои основных эффузивов, осадочных пород C ₂		1,3	8	1,7	0,9	62	—	0,2
Баченс (Ньюфаундленд)	Дацитовые лавы, их туфобрекчии, туфопесчаники, в основании — переслаивание андезитов и дацитов O	Туфопесчаники с линзами вулканических брекчий	1,3	15,4	8,5	1,4	99	Барит	15
Рудный район Батерст-Ньюкасл (Аппалачи, Канада)	Группа Тетагуш: кислые вулканиты с прослоями основных лав и осадочных пород O ₂ (460 млн. лет)		0,8	5,4	2,0	0,9	58		208
Брансуик № 6		Контакт кислых вулканитов и железистых кварцитов с прослоями алевролитов	0,4	5,0	2,0	—	41	—	28
Остин-Брук		Контакт кислых вулканитов и сланцев "железной формации"	—	2,9	1,9	—	28	—	1
Брансуик № 12		Контакт кислых вулканитов и графитизированных сланцев с магнетитом	1,3	9,0	3,0	0,3	67	—	100
Хис-Стил		Контакт слоистых метаосадочных пород и кислых вулканитов	1,2	5,4	2,2	0,6	76,5	—	8
Уэджд		Контакт липаритовых лав, их туфов и аргиллитов	3,0	1,75				—	
Карибу		Контакт графитовых аргиллитов и кислых туфов	—	5,0	2,0	—	29	—	
Саффилд (Аппалачи, Канада)	Риолитовые порфиры S	Нижняя часть толщи риолитовых порфиров	1,3	6,4	0,6	0,5	70	—	
Кэптенс-Флетт (Австралия)	Вулканиты Кохинор: дацитовые порфиры, их туфы, игнимбриты, маломощные прослои осадочных пород и линзы базальтов S (420 млн. лет)	Контакт игнимбритов и сланцев	0,7	11,0	6,0	2	60	—	4
Вудлон (Австралия)	Кислые вулканиты с линзами долеритов S ₂₋₃	Внутри толщи риодацитов	1,6	9	3,5	—	58	—	60
Златы Горы (Чехословакия)	Сланцы Врбно, кварциты, конгломераты, базальные филлиты, хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы по спилитам, кератофирам и их туфам D ₂		+	+	+			Барит	
Иберийский рудный пояс (Испания, Португалия)	Фашиально изменчивый комплекс, состоящий из кислых лав, их туфов, брекчий, переслаивающихся с осадочными породами и маломощными горизонтами базальтов D ₃ -C ₁		0,8	1	1			Мышьяк	Более 1000
Ля-Царца		Контакт кислых туфов и сланцев	0,7	1,3	0,8	—	—	—	100
Луцало		Среднезернистые туфы, туффиты, прослои известковых сланцев	0,7	1,4	0,8	—	—	—	200
Рио-Тинто		Контакт кремнекислых пирокластических пород и глинистых сланцев	1-1,5	1,3	1	+	40	Мышьяк	100
Рудный район Восточная Шаста (Запад США)	Липариты Булли-Хилл: вулканические брекчии и пирокласты, сланцы Пит Т		3	18	1,5			—	1
Афтерсот		Контакт липаритов и известковых сланцев	2,7	16	2,7	1,3	140	Барит	0,16

Таблица 14 (окончание)

Месторождение (рудное поле)	Рудоносная формация (комплекс, возраст)	Рудовмещающий горизонт	Содержание					Прочие полезные ископаемые	Запасы руды, млн. т
			%			г/т			
			Cu	Zn	Pb	Au	Ag		
Елшица (Среднегорье, Болгария)	Андезиты, их лавобрекчии и пирокластолиты, лавы и туфы дацитов, субвулканические тела и дайки того же состава K_2 Sn	Субвулканические дациты	+	—	—	—	—	—	
Челопеч (Болгария)	Андезито-дациты и их пирокластолиты K_2 Sn	Туфы и лавобрекчии андезитового состава	+	—	—	+	—	—	
Бор (Югославия)	Песчаники, филлиты, субмаринные андезиты, дациты, их туфы K_2 Sn	Лавы и туфы андезитов с подчиненными прослоями туффитов и пелитов	1,7	—	—	4	10	Германий Селен	45
Багасай (Филиппины)	Андезиты с прослоями яшм, дациты, рифовые известняки P	Контакт дацитов и андезитов	1,4	—	—	—	—	—	11,6
Рудное поле Косака* (Япония)	Формация Косака: дациты, их туфы и лавобрекчии, маломощные прослои аргиллитов (22—24 млн. лет) N_1								
Мотояма		Вулканические брекчии дацитового состава	2,2	4,5	0,8	—	—	—	8
Учинотай		Контакт туфобрекчий кислого состава, пемзовых туфов и вулканогенно-осадочных пород	3,0	6,2	3,4	1,0	230,3	—	8
Увамуки		Внутри пачки пемзосодержащих туфобрекчий	3,5	13,6	7	1,8	358,0	—	3
Рудный район Хокуроку	Андезиты, их туфы, лавы и шлаки базальтового состава с конгломератами и черными сланцами, две пачки риолитов и их туфов № 1	Контакт слоистых пемзовых туфов и брекчии кислого состава с экструзивными телами риолитов и сланцев с пачками пемзовых туфов	2,2	4,11	1,07	—	—	—	—
Шаканаи Ханава			1,08	3,18	0,78	—	—	—	—

*По [104].

Рис. 85. Кривые распределения величины Ag/Au в месторождениях кипрского (I), уральского (II) и куроцкого (III) подсемейств



ровы субмаринных базальтов или дайки диабазов, аналогичные магматитам ранних стадий геосинклинального развития. В других случаях магматические образования представлены прослоями туфов и туфогенно-осадочных пород от среднего до кремнекислого состава, содержащих обильный калиевый полевой шпат, что свидетельствует о зрелой стадии развития геосинклинали.

Характерные черты месторождений этого семейства — сравнительно маломощные пласто- и лентообразные залежи, отсутствие в большинстве случаев зоны окolorудных изменений, преимущественно слоистые и полосчатые текстуры руд — указывают на их образование по типу хемогенных осадков, на некотором расстоянии от выхода рудоносных растворов.

Наибольшим распространением в семействе стратиформных колчеданных месторождений пользуются свинцово-цинковые руды. Менее многочисленную группу составляют медноколчеданные месторождения (см. табл. 15). Последние в большинстве случаев связаны с раннегеосинклинальными терригенными толщами, накопление которых сопровождалось излияниями субмаринных базальтоидов либо внедрением даек диабазов.

Особое место среди стратиформных месторождений занимает Маунт-Айза. Наряду с цинком и свинцом здесь добывается значительное количество меди, причем медные руды пространственно и стратиграфически отделены от полиметаллических.

Р.В.Хатчинсоном [207] была подтверждена ранее подмеченная в СССР особенность соотношения благородных металлов в рудах колчеданных месторождений различных типов (подсемейств по нашей терминологии). Он показал, что величина Ag/Au закономерно возрастает от кипрского подсемейства к подсемейству куроко. Кривые распределения величины Ag/Au , составленные по данным, приведенным в табл. 12–14 (рис. 85), хорошо иллюстрируют это положение. Кривая, соответствующая стратиформным месторождениям, не изображена в связи с малым количеством данных по содержанию в них золота, добыча которого на этих месторождениях, как правило, не ведется. Этот факт, а также высокие содержания Ag в стратиформных месторождениях (см. табл. 14) говорят о том, что кривая стратиформных месторождений сместится еще дальше вправо.

Еще одним критерием различия колчеданных месторождений выделенных подсемейств является набор элементов-примесей, образующих местами промышленные скопления. Для руд кипрского подсемейства такими элементами являются Ni и Co , добываемые на месторождении Беттс-Ков, а также в рудном поле Эргани-Маден. В рудах уральского подсемейства это Cd , Se и Te , наряду с которыми иногда встречаются Co (месторождение Мургул), а также Va (Пюхасалми, Британия). Последний является типичным элементом-спутником месторождений подсемейства куроко. Наряду с Va для руд этих месторождений характерна примесь As . В единичных случаях в них добывается Ni (Айяла), а также Ge и Se (Бор). Наиболее пестрым составом элементов-примесей характеризуются стратиформные колчеданные месторождения. Здесь встречаются все названные выше элементы-примеси как по отдельности, так и в различных сочетаниях. Кроме них, здесь появляются Sb и Hg , а на месторождении Раммельсберг, помимо всех, упомянутых ранее, добываются еще In , Tl , Bi .

Колчеданное рудообразование, являясь составной частью эндогенного геосинклинального рудообразования, может быть охарактеризовано теми же металлогеническими эпохами [83] архейской (3500–2500 млн. лет), раннепротерозойской (2500–1900 млн. лет), среднепротерозойской (1900–1400 млн. лет), позднепротерозойской (1400–600 млн. лет)¹, каледонской (600–400 млн. лет), герцинской (400–225 млн. лет), киммерийской (225–100 млн. лет) и альпийской (100 млн. лет). Как

¹ Приводимые границы металлогенических эпох не соответствуют стратиграфическим подразделениям докембрия, принятым МСК СССР в 1978 г.

Таблица 15. Стратиформные колчеданные месторождения

Месторождение (рудное поле)	Рудоносная формация (комплекс), возраст	Рудовмещающий горизонт	Содержание					Прочие полезные ископаемые	Запасы руды, млн. т
			%			г/т			
			Cu	Zn	Pb	Au	Ag		
Рудное поле Манитоуэдж (Канада)	Метаосадочные породы железной формации AR (3250 млн. лет)	Биотит-силлиманит-мусковит-кварцевые сланцы	2,1	4,6	+		69	—	> 40
Чайсл-Лейк (Канада)	Толща метаосадочных пород AR	Биотитовые сланцы со ставролитом, кианитом, андалузитом	0,4	11,0	0,96	0,4	57	—	3,8
Оутокумпу (Финляндия)	Комплекс Оутокумпу: черные сланцы, кварциты, доломиты, серпентиниты PR (2000—2300 млн. лет)	Рассланцованные кварциты около контакта с серпентинитами	3,8	1	—	0,8		Никель Кобальт	Более 20
Виханти (Финляндия)	Метавулканиды андезит-дацитового состава и карбонатно-сланцевая толща PR ₂ (2050 ± 50 млн. лет)	Контакт кварцитов и доломитов	0,53— 0,85	10—11	0,46— 0,54	0,4	26—30	—	
Рудное поле Маунт-Айза (Австралия)	Свита Маунт-Айза: зеленокаменные породы, кварциты и известняки, глинистые сланцы, доломиты PR ₂ (1600—1700 млн. лет)	Глинистые сланцы, прослой туффитов, кремнисто-доломитовые тела	3,5	7,2	8,5		103	Кадмий Мышьяк Кобальт Селен	230
Хилтон		Тонкое переслаивание серых доломитов, туфогенных и карбонатных пород	0,5	9,6	7,7		180		37
Мак-Артур* (Австралия)	Группа Мак-Артур: Мелководные доломиты с эвапоритами, с некоторым количеством глинистых сланцев, алевролитов, песчаников PR ₂	Пиритизированные доломитовые сланцы, с прослоями осадочных брекчий, туфов и черных кремнистых пород	—	9,5	4,1		40	—	190
Брокен-Хилл (Австралия)	Комплекс Вильями: переслаивание гнейсов, амфиболитов PR (1500—1700 млн. лет)	Гранат-силлиманитовые гнейсы и кварциты		11,9	11,1		192	—	140
Салливан (Канада)	Формация Олдридж: аргиллиты, алевролиты с прослоями конгломератов и кварцитов PR (1340—1250 млн. лет)	Аргиллиты с конгломератами в подошве и с кварцитами в кровле		5,5	6,6		68	Олово	155
Энвил (Канада)	Метаморфический комплекс: кварциты, слюдяные сланцы, амфиболиты и филлиты PR—E	Филлиты с редкими линзами зеленокаменно-измененных вулканитов	0,16	5,7	3,4			—	80
Смольник (Чехословакия)	Гельницкая серия: флишoidalный, осадочно-вулканогенный и филлитовый комплексы E—S	Хлоритовые сланцы по туфам и туффитам основного состава	0,2—4% (до 10%)	+	до 0,3%			—	
Пезинок (Чехословакия)	Парасланцы, амфиболиты и амфиболитовые роговики по субмаринным диабазам и их туфам S	Контакт двух пачек амфиболитов в актинолитовых сланцах	+	—	—			Сурьма	
Раммельсберг (ФРГ)	Кварцитовидные песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков и туфов D ₂	Глинистые и песчаные сланцы с прослоями туфов (Виссенбахские шиферы)	1,85	18	9,2		139	Барий Сурьма Кобальт Никель Кадмий Индий Таллий Ртуть Висмут	26
Мегген (ФРГ)	Глинистые и песчаные сланцы, песчаники и известняки, в основании — покровы кератофилов D ₂	Песчаные и глинистые сланцы (верхние стрингоцефаловые слои)		8,8	0,5				60
Боровица (Югославия)	Сланцево-песчанисто-доломитовая толща с пропластками силицитов и вулканогенно-осадочных железных руд, базальты, туфы T ₂	Контакт сланцев и доломитовых известняков	до 1,2%	7	7		до 250	Барит	
Веовача (Югославия)		Седиментационные брекчии песчаников, доломитов, известняков, алевролитов, цементированных рудным материалом	0,14	3	1		5	Ртуть Сурьма	
Грамматиково (Болгария)	Диабаз-филлитовая формация J ₃	Сланцы с дайками диабазов	+	—	—				
Гермионис (Греция)	Флиш вблизи субмаринных андезитов и их туфов K ₂	Контакт известковистых и глинистых сланцев	1,9	+	—				
Агхии-Теодори (Греция)			6		+				0,05

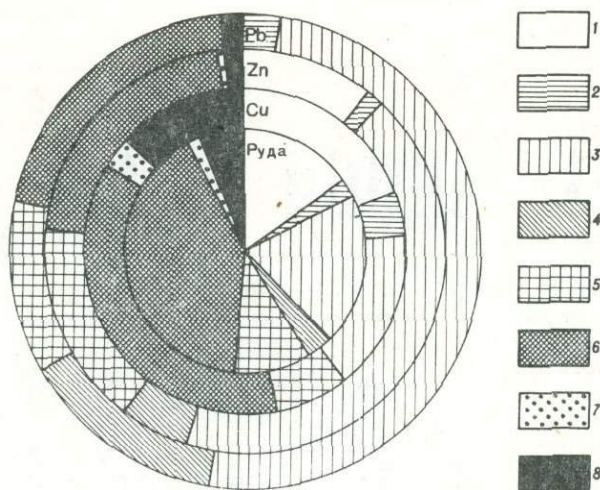


Рис. 86. Диаграмма распределения колчеданных руд и заключенных в них металлов среди месторождений разных металлогенических эпох

1–8 — металлогенические эпохи: 1 — архейская, 2 — раннепротерозойская, 3 — среднепротерозойская, 4 — позднепротерозойская, 5 — каледонская, 6 — герцинская, 7 — киммерийская, 8 — альпийская

видно из диаграммы (рис. 86), в разные металлогенические эпохи колчеданное оруденение было далеко не равнозначным как по объему руд, так и по количеству содержащихся в них цветных металлов. Анализ распределения во времени колчеданных месторождений различных подсемейств позволяет установить следующее.

В архее в зеленокаменных поясах Канадского и Балтийского щитов формировались многочисленные месторождения уральского подсемейства, поставляющие преимущественно медь и цинк. Единичные стратиформные месторождения, содержащие небольшое количество свинца (менее 0,1% всего объема свинца колчеданных руд), были образованы в метаосадочных породах зеленокаменных поясов Абитибиди и Амиск Канадского щита. Низкие содержания свинца в архейских месторождениях связаны, по-видимому, с низкой концентрацией этого металла на ранних стадиях развития континентальной коры. Еще одной возможной причиной малого распространения сульфидов свинца в архее считается восновительный характер и высокая температура атмосферы этого периода, способствующая связи свинца в силикатной или окисной формах [207]. Небольшие по масштабам и слабо освещенные в литературе колчеданные месторождения известны также в архейских зеленокаменных поясах Африканского, Австралийского и Индостанского щитов [45, 62].

В раннепротерозойскую металлогеническую эпоху произошел значительный спад колчеданного рудообразования. В это время формируются лишь небольшие по запасам месторождения. Наиболее известные из них связаны с зеленокаменными поясами Балтийского щита, где они залегают в породах лептитовой (андезито-дацитовый) либо терригенной формации. Месторождения, связанные с вулканитами (Шелефтео, Фалун, Ориярви и др.), принадлежат к подсемейству куроко и наряду с медью и цинком содержат некоторое количество свинца. Самое крупное из стратиформных месторождений этого возраста (Оутокумпу) является медноколчеданным с небольшой примесью цинка. Условно к раннепротерозойским можно отнести месторождения рудного района Джером на западе США (уральское подсемейство) и месторождения района Седбери на юге Канады (подсемейство куроко). На территории СССР в раннем протерозое были сформированы серноколчеданные месторождения Карелии.

Суцественная перестройка земной коры на рубеже около 2000 млн. лет [100] отчетливо отразилась на смене масштабов и характера колчеданного рудообразования. В среднепротерозойскую металлогеническую эпоху в геосинклиналях с преимущественным развитием терригенных формаций возникают такие всемирно известные стратиформные месторождения, как Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур, в которых скон-

центрированы огромные запасы свинца, цинка и сравнительно немного меди. В СССР к этой эпохе относится *Холоднинское стратиформное месторождение, содержащее цинк, свинец и медь*. Из месторождений вулканогенного семейства к среднему протерозою относится лишь небольшое месторождение Пюхасалми в Финляндии. В позднпротерозойскую эпоху эта тенденция накопления преимущественно свинцово-цинковых руд в стратиформных месторождениях продолжалась, хотя и в значительно меньших масштабах. В это время было сформировано крупнейшее полиметаллическое месторождение Канады — Салливан, а на территории СССР — стратиформные полиметаллические месторождения Енисейского края. Помимо описанных, к разным этапам протерозойской металлогенической эпохи относятся небольшие по масштабам и пока слабо изученные колчеданные месторождения Индии, Вьетнама, Румынии, Саудовской Аравии, Африки [45].

В каледонскую металлогеническую эпоху продолжали формироваться стратиформные месторождения (Энвил в Кордильерах Канады, Озерное — в СССР, Кушк — в Иране, Смольник — в Чехословакии). Наряду с ними были образованы многочисленные вулканогенные месторождения, особенно продуктивные и разнообразные в Аппалачской складчатой системе. Здесь известны крупные месторождения подсемейства куроко (рудный район Батерст-Ньюкасл, Баченс, Стерлинг), месторождения уральского подсемейства (Уидон, Галбридж), а также множество мелких месторождений кипрского подсемейства на Ньюфаундленде. Месторождения уральского подсемейства известны также в каледонидах Норвегии и в нижнекембрийских вулканитах Тасмании, а подсемейства куроко — в Румынии и на востоке Австралийского континента. Главными металлами каледонских колчеданных месторождений, как и в предшествующую эпоху, являются цинк и свинец (см. рис. 86). Медноколчеданные месторождения каледонид, как правило, невелики по размеру.

Как видно из диаграммы, герцинская металлогеническая эпоха была кульминационной для колчеданного рудообразования. В этот период были сформированы крупные и крупнейшие из вулканогенных месторождений: Иберийский пиритовый пояс (подсемейство куроко), комплекс месторождений Бесши в Японии (кипрское подсемейство); месторождения Западной Шасты (уральское подсемейство); известные из стратиформных месторождений — Раммельсберг и Мегген, а также месторождения Урала, Алтая и Северного Кавказа.

В киммерийскую эпоху колчеданообразование почти затухает (см. рис. 86). Самые крупные из месторождений этого периода принадлежат уральскому подсемейству (Британия и Хиддн-Крик в Кордильерах Канады, Кюре и Ашикей на севере Турции). Характерно, что ни одно из этих месторождений не содержит промышленного количества цинка. Цинк добывается лишь на месторождениях Восточной Шасты на западе США. В СССР в этот период были сформированы стратиформные месторождения южного склона Большого Кавказа, содержащие медь, цинк, свинец.

В альпийскую эпоху вновь произошло некоторое оживление колчеданного рудообразования. В это время образовались знаменитые месторождения Куроко в Японии и относящиеся к тому же подсемейству медные месторождения болгарско-югославского Среднегорья. Из диаграммы видно, что медная специализация вообще характерна для колчеданных месторождений альпийской эпохи. По преимуществу медными являются не только месторождения кипрского подсемейства (Кипр, Филиппины, Эргани-Маден в Турции), но и месторождения уральского подсемейства (Мургул в Турции, Барло на Филиппинах) и стратиформные месторождения (Гермионис и Агхии Теодори в Греции). В СССР в альпийскую эпоху были сформированы месторождения Малого Кавказа, относящиеся по нашей классификации к подсемейству куроко.

При сопоставлении развития колчеданного оруденения во времени с развитием всего эндогенного геосинклинального рудообразования, анализ которого приводится в работе В.И.Смирнова [83], бросается в глаза некоторое несоответствие между ними. Так, если расцвет колчеданообразования в герцинскую эпоху совпал с увеличением эндогенного геосинклинального рудообразования вообще, то резкое снижение колчеданного оруденения в последующие металлогенические эпохи не имеет аналогии в общем геосинклинальном рудообразовании, интенсивность которого не снижается вплоть до четвертичного периода. Не испытывает снижения в мезокайнозойе и накопление Cu, Zn и Pb — металлов, столь характерных для колчеданных руд. По-видимому, в геосинклиналях поздних эпох не возникало условий для развития колчеданного оруденения и сопутствующие им металлы отлагались в иных природных ассоциациях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьянов И.П.* О породах типа "зеленые туфы" северо-восточной части о. Кунашир. — Тр. СахКНИИ СО АН СССР, 1961, вып. 10.
2. *Амирасланов А.А., Иванова Н.С.* Свинцово-цинковые месторождения Австралии. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
3. *Амов Б., Богданов Б., Балджиева Ц.* Изотопный состав свинца и некоторые вопросы генезиса и возраста оруденений Южной Болгарии. — В кн.: Проблемы рудообразования. София, 1977, т. II.
4. *Антонова Л.Н.* Медь — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических стран. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
5. *Антонова Л.Н.* Медь. — В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. М.: Недра, 1979.
6. *Антонова Л.Н.* Свинец и цинк. — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических стран. М.: Картпредприятие ВГФ, 1964.
7. *Антонова Л.Н.* Свинец и цинк. — В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. М.: Картпредприятие ВГФ, 1977.
8. *Антонова Л.Н.* Свинец и цинк. — В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. М.: Картпредприятие ВГФ, 1979.
9. *Аракелянц М.М., Зотов А.В., Русинов В.Л.* Абсолютный возраст околорудных изменений и рудоотложения на месторождениях Ханьска и Учичатаи (Япония). — ДАН СССР, 1973, т. 209, № 4.
10. *Барсуков В.Л., Дзоцендзе Г.С., Есенов Ш.Е.* и др. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады. — Геология руд. месторождений, 1973, № 2.
11. *Башарин А.К., Шульдинер В.И., Мошкин В.Н., Дворкин Б.Д.* Докембрий Северной Америки. — В кн.: Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1976.
12. *Бергер В.И.* Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978.
13. *Бергер В.И., Ицксон М.И.* Основные черты металлогении северо-восточной части Тихоокеанского пояса (Северо-Западные Кордильеры и Аляска). — Сов геология, 1972, № 1.
14. *Богданов А.А.* Некоторые особенности строения палеозойд Иберийского полуострова (Испания и Португалия). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1971, № 5.
15. *Богданов Б., Богданова Р., Чипчакова С.* Рудокласты от месторождения Радка и Елшица в Панягюрския руден район. — Списание Българ. геол. друж., 1970, год. 31, кн. 1.
16. *Богданов Н.А.* Палеозой востока Австралии и Меланезии. М.: Наука, 1967.
17. *Богданов Б., Попов П., Обретенов Н.* Структурна характеристика на Елшицкого рудно поле. — Списание Българ. геол. друж., 1970, год. 31, кн. 3.
18. *Браун Д., Кемпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970.
19. *Бубнов С.* Геология Европы. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1930.
20. *Ватанабе Е., Ивао С., Тацуми Т., Канехира К.* Складчатые рудные тела рудника Окуки. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
21. *Ватанабе Т.* Вулканизм и рудообразование. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
22. *Велчев В.* О перекристаллизации руд (на примере марганцевых и медноколчеданных руд Болгарии). — В кн.: Проблемы рудообразования. София, 1977, т. II.
23. *Виноградов А.Н., Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Заири Н.М.* Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. — Геохимия, 1971, № 10.
24. *Гавелин С.* Связь между сульфидным оруденением и образованием гранитов в районе Шелефтео, Северная Швеция. — В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
25. *Гейер П.* Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967.
26. *Геологическое развитие Японских островов.* М.: Мир, 1970.
27. *Геология и минеральные ресурсы Японии.* М.: Изд-во иностр. лит., 1961.
28. *Глебовицкий В.А., Турченко С.И.* Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1970.
29. *Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965.
30. *Грип Э.* Свинцово-цинковые месторождения Северной Швеции. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.
31. *Домарев В.С.* Некоторые особенности металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970.
32. *Еремин Н.И., Сергеева Н.Е.* Два типа колчеданных месторождений Японии. — Геология руд. месторождений, 1978, № 6.
33. *Зоубек В., Машка М.* Чешский массив. — В кн.: Тектоника Европы. М.: Наука: Недра, 1964.
34. *Ивао С.* Японские месторождения глин и кремнезема вулканического происхождения

- ния. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
35. *Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
 36. *Кадзивара И.* Признаки сингенетического происхождения руд уруко на руднике Саканаи. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 37. *Канехира К.* Согласные медноколчеданные месторождения в рудном районе Иимори. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 38. *Канехира К., Тацуми Т.* Обзор пластовых медноколчеданных месторождений Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 39. *Картер Е.К., Брукс Дж. Х.* Докембрий северно-западного Квинсленда. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965.
 40. *Картер С.* Геология, парагенезис и запасы руды месторождения Маунт-Айза. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руды зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во иностр. лит., 1951.
 41. *Карьер Дж.* Месторождение Саффилд. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964.
 42. *Карьер Дж.* Месторождение Хантингдон. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964.
 43. *Кейрнс Р.* и др. Месторождения Северной Манитобы. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964.
 44. *Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972.
 45. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979.
 46. *Коржинский Д.С.* Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12.
 47. *Коуво О., Калп Дж.Л.* Изотопный состав свинца галенитов Финляндии: Вопросы геохронологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 306—327.
 48. *Крючков А.С., Натаров А.Г.* Основные типы месторождений свинца и цинка в Боснии (СФРЮ). — Сов. геология, 1979, № 1.
 49. *Лазько Е.М.* О зеленокаменных и гнейсовых поясах юго-западной окраины Канадского щита. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М.: Наука, 1974.
 50. *Ляфбит П.* Металлогения Франции. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 1.
 51. *Лебедев Л.М.* Новые данные по минералогии колчеданных руд вулкана Менделеева. — ДАН СССР, 1969, т. 191, № 5.
 52. *Логинов В.П.* Формации семейства колчеданных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, т. 2.
 53. *Логанов В.П., Русинов В.Л.* Серноколчеданная залежь среди вулканогенных толщ четвертичного возраста вулкана Менделеева на о. Кунашир. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968.
 54. *Помизе М.Г.* Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 2.
 55. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971, Т. 2.
 56. *Магнуссон Н.* Свинцово-цинковые месторождения Центральной Швеции. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.
 57. *Магнуссон Н.* Стратиграфия докембрия Швеции, расположенного вне каледонских горных сооружений. — В кн.: Тр. XXI МГК. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, вып. 1.
 58. *Матейка А.* Чехословацкие Карпаты. — в кн.: Тектоника Европы. М.: Наука: Недра, 1964.
 59. *Мартин Д.* Месторождение Эррингтон и Вермилльон-Дейк. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964.
 60. *Мацукума Т., Хорикоси Е.* Обзор месторождений Уруко в Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 61. *Мобус Г.* Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.
 62. *Моралев В.М., Глуховский М.З., Коген В.С.* и др. Геология и минералогия троговых структур (зеленокаменных поясов) древних щитов. М.: ВИЭМС, 1976.
 63. *Моралев В.М., Чешихина К.Г.* Тектоническая эволюция Австралийской платформы в дорифейском протерозое. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 2.
 64. *Муратов В.М.* Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 3.
 65. *Мутафчиев Ив., Андреев Г., Грозданов М.* Оценка на перспективе на медно-золотно-пиритного находище Чelopeч и насоки за търсене на скрити рудни тела. — Списание Българ. геол. друж., 1970, год. 31, кн. 3.
 66. *Орлова Е.В., Маркова Е.И.* Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 67. *Панов Д.И.* О стратиграфии юрских отложений Анатолии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 2.
 68. *Лейве А.В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Геотектоника, 1973, № 3.
 69. *Пилава Н.* О сульфидных месторождениях Центральной Швеции. — Геология рудных месторождений, 1963, т. 5, № 1.
 70. *Полов В.Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979.
 71. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1973.
 72. *Радкевич Е.А.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского рудного пояса. — Геология рудных месторождений, 1971, т. 13, № 6.
 73. *Радонова Т.Г.* Вторичные кварциты и пропициты медноколчеданного месторождения Чelopeч (Болгария). — Списание Българ. геол. друж., 1969, год. 30, кн. 3.
 74. *Радонова Т.Г.* Някои петрогенетични фактори, контролиращи медно-пиритните орудявания в Централното Среднегорие. — Списание Българ. геол. друж., 1970, год. 31, кн. 3.
 75. *Рамдор П.* О метаморфизме и вторичной мобилизации. — В кн.: Рудные регенери-

- рованные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
76. *Ротман В.К.* О формации зеленых туфов и некоторых связанных с ней проблемах. — Геология и геофизика, 1965, № 2.
 77. Рудные формации Карпато-Балканской области. М.: Недра, 1978, 239 с.
 78. *Ручкин Г.В.* Геотектоническая позиция и палеотектоническая обстановка локализации докембрийских колчеданных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1980, № 2.
 79. *Смирнов В.И.* Вопросы геологии рудных месторождений на II сессии Тихоокеанского научного конгресса в Токио. — Геология руд. месторождений, 1967, т. 9, № 9.
 80. *Смирнов В.И.* Геология и генезис рудных месторождений. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии МГК. М.: Наука, 1973.
 81. *Смирнов В.И.* Проблемы геологии рудных месторождений на Международном геологическом конгрессе в Канаде. — Геология руд. месторождений, 1973, № 1.
 82. *Смирнов В.И.* Проблемы геологии рудных месторождений на Международном геологическом конгрессе в Австралии. — Геология руд. месторождений, 1977, № 2.
 83. *Смирнов В.И.* Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1977, № 5.
 84. *Смирнов В.И.* Металлоносность варисцид Центральной и Западной Европы. — Геология руд. месторождений, 1978, № 1.
 85. *Смирнов В.И., Бородаев Ю.С., Старостин В.И.* Колчеданные руды и месторождения Японии. — Геология руд. месторождений, 1968, т. 10, № 1.
 86. *Смирнов В.И., Казанский В.И.* Колчеданное месторождение Раммельсберг. — Геология руд. месторождений, 1972, № 6.
 87. *Старостин В.И.* Медные месторождения Бор и Майданек в Югославии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 3.
 88. *Такеда Х.* Структурные исследования стратиформных колчеданных месторождений в рудных районах Сиратаки и Садзаре на острове Сикоку. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 89. *Тантон Т., Гаррисон Д.* Рудники Флин-Флон и Шеррит Гордон. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. И.: Изд-во иностр. лит., 1963.
 90. *Твалчрелидзе Г.А.* Некоторые вопросы металлогении Болгарии. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, т. VIII.
 91. *Твалчрелидзе Г.А.* Рудные провинции мира. Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1972.
 92. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогенетические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977.
 93. *Твалчрелидзе Г.А.* О типах колчеданных месторождений и провинций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10.
 94. *Тейлор Б.* Месторождение Квемонт. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964.
 95. *Томсон И.Н., Шмакин Б.М.* Геологическое строение и рудные месторождения района Маунт-Айза и Мери Кэтлин. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии МГК. М.: Наука, 1979.
 96. *Тугаринов А.И.* Месторождение Маунт-Айза. — Геология руд. месторождений, 1977, № 2.
 97. *Уоттлер Дж., Дж. Капп.* Изучение изотопов свинца осадочных пиритов. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М.: Атомиздат, 1969.
 98. *Уотсон К.Д.* Месторождение Майндемар. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964.
 99. *Формозова Л.Н.* Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 2, вып. 196.
 100. *Хаин В.Е.* Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
 101. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внечальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977.
 102. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внечальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979.
 103. *Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г.* Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (Статья 1, западный сегмент). — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1973, № 3.
 104. *Хорикоси Е., Саго Т.* Вулканическая деятельность и рудные месторождения на руднике Косака. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 105. *Цамбел Б., Кантор Я.* Сравнение изотопного и геохимического исследования сульфидов сингенетических колчеданных месторождений Западных Карпат. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
 106. *Циссарц А.* Полезные ископаемые Югославии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
 107. *Чипчакова Ст.* Адуляризация в пропилитизированите скалы на златно-медно-пиритно находиче Челопче, Пирдонско. — Спис. Бълг. геол. друж., 1966, год. 27, кн. 3.
 108. *Шнейдеркен Г.* Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
 109. *Штуппе Г.* Варисцидское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. — Избр. тр. М.: Мир, 1964.
 110. *Шульдинер И.С.* Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1973.
 111. *Щеглов А.Д.* Брокен-Хилл: (Полиметаллический гигант Австралии). — Геология руд. месторождений, 1978, № 1.
 112. *Эскола П.* Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967.
 113. *Abt W.* Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberg auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuff und der Tektonik. — Ztschr. Dt. geol. Ges., 1958, 110, T. 1.
 114. *Albers J.P.* Geology and ore deposits of the Afterthought mine, Shasta county, California. — State Cal. Dep. Natur. Res. Div. Mines. Spec. Rep., 1953, 29.
 115. *Albers J.P.* Soda metasomatism in the East Shasta cooper-zinc district, northern California. — J. Geol. Soc. India, 1959, N 1.

116. *Albers J.P., Robertson J.P.* Geology and ore deposits of East Shasta copper-zinc district, Shasta county, California. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1961, 1, N 33.
117. *Anderson C.A., Creasey S.C.* Geology and ore deposits of the Jerome area, Yavapai county, Arizona. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1958, N 308.
118. *Anderson C.A., Nash J.T.* Geology of the massive sulfide deposits at Jerome, Arizona — a reinterpretation. — *Econ. Geol.*, 1972, 67, N 7.
119. *Anderson D.E.* Kink bands and major folds, Broken Hill, Australia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, 82, N 7.
120. *Anger G., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W.* Sulphur isotopes in the Rammelsberg ore deposits (Germany). — *Econ. Geol.*, 1966, 61, N 3.
121. *Aranitis S.* Die submarin-exhalativen Kieslagerstätten Ostgriechenlands. — *Neues Jb. Miner.*, 1962, H. 7/8.
122. *Armbrust G.A., Gannicott R.A.* K/Rb ratios as a source indicator for hydrothermal fluids at the Seneca volcanogenic massive sulfide deposit. British Columbia. — *Econ. Geol.*, 1980, 75.
123. *Arnold M., Soler E.* Les minéralisations pyriteuses associées au volcanisme quartz-kéatophyrique du Sud de la Réninsule Ibérique. — *C.r. Acad. sci.*, 1973, 276, N 9.
124. *Rachinski D.J.* The massive sulfide deposits of the Newfoundland. — *Econ. Geol.*, 1977, 72, N 2.
125. *Barnerjee S.* Sn in the ore of the massive sulfide deposits. — *Bull. Geol. Surv. India*, 1974, 9, N 40.
126. *Baird D.M.* Base metal deposits of the Buchans — Notre Dame bay area Newfoundland. — *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 1956, 8, N 1.
127. *Baird D.M.* Massive sulfide deposits in Newfoundland. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1960, 53, N 574.
128. *Bardin D.* Les amas pyriteux de Saint-Bel(Rhone). — In: *Coll. sur les minéralisations sulfurées stratiformes liées au volcanisme. Orléans*, 1970.
129. *Basco D.* Contributory note on the geology of Bongbongan pyrite mine area, Sibadom, Antique. — *Mining Newslett.*, 1955, 7, N 1.
130. *Bateman A.M.* Ore deposits of the Rio Tinto(Huelva) district, Spain. — *Econ. Geol.*, 1927, 22, N 6.
131. *Bauchau C.* Essai de typologie quantitative des gisements de plomb et de zinc avec la répartition de l'argent. — *Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sect. II*, 1971, N 3.
132. *Bertrand C., Hutchinson R.W.* Metamorphism at the Normetal mine Northwestern Quebec. — *CIM Bull.*, 1974, 166, N 740.
133. *Bogdanov B., Dachev H., Vulchanov A.* Metallogeny of Bulgaria in the context of plate tectonics. — In: *Problems of ore deposition. IV Symp. IAGOD. Sofia*, 1977, vol. 2.
134. *Boldy J.* Geological observations on the Delbridge massive sulphide deposit. — *CIM Bull.*, 1968, N 671.
135. *Bonatti E., Gurstein-Honnores B.M., Honnores J.* Copper-iron sulfide mineralization from the equatorial Mid-Atlantic ridge. — *Econ. Geol.*, 1976, 71.
136. *Borchert H.* Kritische Anmerkungen zu zwei Neuenarbeiten über Outokumpu. — *Chem. Erde*, 1954, 17, H. 1.
137. *Bouladon I., Picot E.* Sur minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises et de Ligurie. — *Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sect. II*, 1968, N 1.
138. *Boldy J.* Quartz-eye bearing porphyroidal rocks and volcanogenic massive sulfide deposits. — *Econ. Geol.*, 1977, 72, N 2.
139. *Boyle R.W., Davies J.L.* Geology of the Austin Brook and Brunswick N6 sulfide deposits, Gloucester county, New Brunswick. — *Geol. Surv. Canada Pap.*, 1964, 63, N 24.
140. Brief outline of the black ore deposits in Northern Akita. The Dowa Mining Co Ltd, Akita Mine, 1966.
141. *Bryner L.* Ore deposits of the Philippines — an introduction to their geology. — *Econ. Geol.*, 1969, 64, N 6.
142. *Buschendorf Fr., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W.* Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Barit-Lager Meggen Lene(Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, 27, N 5.
143. *Byers A.R.* Sulphide deposits in Saskatchewan. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1960, 33, N 575.
144. *Byers A.R.* Coronation mine project. — *Geol. Surv. Canada Pap.*, 1969, 68, N 5.
145. *Cagatay A.* Erzmikroskopische Untersuchung des Weisse-Vorkommens bei Ergani Maden, Türkei und genetische Deutung der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1968, 109, N 1/2.
146. *Callaghan E.* Emplacement of massive cupriferous pyrite orebody, Skouriotisa Cyprus. — *Geol., Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1960, N 87.
147. *Carey S.W.* The geologic structure of Tasmania in relation to mineralization. — In: *5th Min. and Met. Congr. Australia and New Zealand*, 1953, pt. 1. Geology of Australian ore deposits.
148. *Carruthers D.A., Pratten R.D.* The stratigraphic succession and structure in the Zinc Corporation Ltd, Broken Hill, New South Wales. — *Econ. Geol.*, 1961, 56, N 6.
149. *Carstens C.W.* Der Unterordovizische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1924, 8, h. 3/4.
150. *Carstens C.W.* Lokkenfeltets geologi. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1951, 29.
151. *Carter E.K., Brooks G.H., Walker K.R.* The Precambrian mineral belt North-Western Queensland. — *Commonw. Austral. Dep. Nat. Devel. Bull.*, 1961, N 51.
152. *Carter S.R.* Mount Isa mines. — In: *5th Min. and Met. Congr. Australia and New Zealand*, 1953, pt 1. Geology of Australian ore deposits.
153. *Chalmers R.O.* Tasmania's west coast mineral localities. 1. Mount Lyell. — *Austral. Mus. Mag.*, 1954, 2, N 7.
154. *Chapman H.J., Spooner E.T.C.* ⁸⁷Sr enrichment of ophiolitic sulphide deposits in Cyprus ore formation by circulating seawater. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 35, N 1.
155. *Chinzei K.* An attempt for absolute chronology of Neogene in Japan by biostratigraphic correlation. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1967, 73, N 4.
156. *Cissarz A.* Das Erzvorkommen von Borovica in Bosnien. — *Ztschr. Erz und Metall.*, Humboldt, 1956, 9, H. 5.
157. *Cissarz A.* Lagerstätten des Geosynkinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung

- für die geosynkinale Lagerstättenbildung. — Neue Jb. Miner. Abh., 1957, 91, H. 1/3.
158. *Coish R.A.* Ocean floor: Metamorphism in the Betts cove ophiolite, Newfoundland. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1977, 60, N 3.
 159. *Collins J.* Summary of Kinoshita's Kuroko ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1950, 45, N 4.
 160. *Constantinou G., Govett G.J.S.* Genesis of sulphide deposits, ochre and amber of Cyprus. — *Trans. Inst. Min. and Met. Sect. B*, 1972, 81, N 783.
 161. *Croxford N.J.M.* Sulphide-sediment relationships at Mount Isa. — *Nature*, 1965, 206, N 4989.
 162. *Davies J.L.* Structural analysis of the Caribon sulphide deposit, Bathurst, New Brunswick. — *Econ. Geol.*, 1971, 66, N 1.
 163. *Davies J.L.* The Bathurst-Newcastle area. — In: *Intern. Geol. Congr. 24th Sess. Montreal, 1972*.
 164. *Dechov E.* Geology, sulfur isotopes and the origin of Heath steel ore deposits, Newcastle, New Brunswick, Canada. — *Econ. Geol.*, 1960, 55, N 3.
 165. *Desprez D., Soler E.* Les minéralisations pyriteuses et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la Province de Huelva (S-W de l'Espagne). — *Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sect. II*, 39, N 404.
 166. *Dimitrov C.* Magmatismus und Erzbildung von Erzgebiet Panagiuriste. — *Freiberg. Forschungsh. C*, 1960, 79.
 167. *Disler J.* Die Kupferkieslagerstätte von Outokumpu, Finland. — *Bull. Commis. géol. Finl.*, 1953, N 161.
 168. *Doi M.* Geology and cupriferous pyritic deposits (Besshi type) of the Sanbagawa metamorphic zone including the Besshi. — *Mining Geol. (Tokyo)*, 1961, 2.
 169. *Dorn R.* Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart, 1960.
 170. *Duke W.A., Hutchinson R.W.* Geological relationships between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1974, 2, N 1.
 171. *Ehrenberg H., Pilger A., Schröder F.* Das Schwefelkies - Zinkblende - Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). — *Beih. Geol. Jb.*, 1954, H. 12.
 172. *Elliot B.G.* Copper mining in Australia 1953-75 and the sufficiency of present ore reserves. — *Austral. Miner. Industr. Quart.*, 1977, 30, N 1.
 173. *Eskola P.* On the petrology of the Orijarvi region in southwestern Finland. — *Bull. Commis. géol. Finl.*, 1914, 40.
 174. *Ethier V.G., Campbell F.A., Both R.A., Krouse H.R.* Geological setting of the Sullivan orebody and estimates of temperatures and pressure of metamorphism. — *Econ. Geol.*, 1976, 71, N 8.
 175. *Ferguson S.A.* Structure of mineralized zone Kam-Kotai mine. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1945, N 401.
 176. *Finlayson A.M.* The pyritic deposits of Huelva, Spain. — *Econ. Geol.*, 1910, 5, N 4/5.
 177. *Finlow-Bates T.* Cyclicity in the lead-zinc-silver-bearing sediments at Mount-Isa mine, Queensland, Australia and rates of sulfide accumulation. — *Econ. Geol.*, 1979, 74, N 6.
 178. *Foít B.* Über einige genetische Probleme der Kieslagerstätten am östlichen Rand des Silesiums in der CSSR. — *Freiberg. Forschungsh. C*, 1965, S. H. 186.
 179. *Foít B., Kruta T.* Pehled nerostu z rudni oblasti u Zlatých Hor ve Slezku a jejich literatura. — *Acta mus. morav.*, 1966, 1.
 180. *Froese E.* General geology of the Coronation mine area. — *Geol. Surv. Canada, Pap.*, 1969, 68, N 5.
 181. *Froese E.* Metamorphic rocks from the Coronation mine and surrounding area. — *Geol. Surv. Canada Pap.*, 1969, 68, N 5.
 182. *Frost M.I.* Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. — *Geol. Mag.*, 1962, 99, N 5.
 183. *Gaal G.* Structural features of Precambrian, stratabound sulphide ore deposits in Finland. — *GFF*, 1977, 99, N 569.
 184. *Gaal G., Koistinen T., Matilla E.* Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, North Karelia, Finland, including a structural analysis of the Outokumpu ore deposit. — *Bull. Geol. Surv. Finl.*, 1975, 271.
 185. *Gass I.G.* Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? — *Nature*, 1968, 220, N 88850.
 186. *Gass I.G., Smewing J.D.* Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus. — *Nature*, 1973, 242, N 5392.
 187. *Goodwin A.M.* The deposits of the belt Abitibi-Vava. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1979, 278.
 188. *Greenbaum D.* Magmatic processes at ocean ridges: Evidence from Troodos massif, Cyprus. — *Nature, Phys. Sci.*, 1972, 238, N 80.
 189. *Griffiths W.R., Albers J.P., Oher O.* Massive sulfide copper deposits of the Ergani Maden area, southeastern Turkey. — *Econ. Geol.*, 1972, 67, N 6.
 190. *Gulson B.* Isotopic and geochemical studies on crustal effects in the genesis of the Woodlawn Pb-Zn-Cu deposit. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1978, 65, N 2.
 191. *Gwosdz W., Krüger H., Paul D., Baumann A.* Die Liegendsschichten der devonischen Pyrit- und Schwerspat-Lager von Eisen (Saarland); Meggen und des Rammelsberges. — *Geol. Rdsch.*, 1974, 63, H. 1.
 192. *Hall G., Cottele V.M., Rosenhain R.B.* The lead-zinc deposits of Read-Rosebery and Mount Farrell. — In: *5th Min. and Met. Congr. Australia and New Zealand, 1953*, pt 1.
 193. *Hannak W., Kraume E.* Die Rammelsberger Zink-Blei-Kupfer-Erzlagerstätte. — *Forsch. Miner.*, 1966, 43, N 2.
 194. *Harison J.N.* The geology of Canada. — In: *Proc. 6th Intern. Conf. soil mech. and found. eng., Montreal. Toronto: Univ. press, 1966*, vol. 3.
 195. *Harley D.N.* A mineralized Ordovician resurgent caldera complex in the Bathurst-Newcastle mining district, New Brunswick, Canada. — *Econ. Geol.*, 1979, 74.
 196. *Havelka J.* Korelace polymetalických ložísek kyslove formace jesenickeho devonu (Zlate Hory, Horní Mesto, Horní Benesov). — *Geol. pruzk.*, 1974, N 16.
 197. *Havelka J., Palas M., Scharm B.* Nove pojeti, metalogeneze rud nezelezných kovů Jesenicke provincie a jeho dusledky v geologickem pruzkumu. — *Geol. pruzk.*, 1963, N 2.
 198. *Havelka J., Palas M., Scharm B.* Zur Entste-

- hung der Kieslagerstätten im Devon des Jeseniky-Gebirges. — Ber. Geol. Ges. DDR, 1965, 9, H. 4/5.
199. *Helke A.* Die Kupfererzlagerstätte Ergani Maden in den Türkei. — Neues Jb. Miner. Abh., 1964, 101, N 3.
 200. *Himmi R.* The copper ore deposit of Paronen. — In: The mine and quarries of Finland. Helsinki, 1954.
 201. *Hobbs B.E.* The structural environment of the northern part of the Broken Hill orebody. — J. Geol. Soc. Austral., 1966, 13, N 2.
 202. *Högbom A.G.* Pre-Cambrian geology of Sweden. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1910, 10, N 1.
 203. *Hopwood T.P.* Quartz-eye-bearing porphyroidal rocks and volcanogenic massive sulfide deposits. — Econ. Geol., 1976, 71, N 3.
 204. *Horikoshi E.* Geology of the Senryu submarine lava dome of miocene age in the Hanaoka mining district. Akita prefecture (with special reference to the genesis of Kuroko mineral deposits). — J. Geol. Soc. Jap., 1966, 72, N 6.
 205. *Hübner H.* Die Geologie der Sulgiderlagerstätte Kalvbäcken (Mittelschweden). Stockholm, 1966.
 206. *Hutchinson R.W.* Genesis of Canadian massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits. — Canad. Mining and Met. Bull., 1965, 58, N 641.
 207. *Hutchinson R.W.* Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. — Econ. Geol., 1973, 68, N 8.
 208. *Hutchinson R.W., Ridler R.H., Suffel G.G.* Metallogenic relationships in the Abitibi belt, Canada: A model for Archean metallogeny. — Canad. Mining and Met. Bull., 1971, 64, N 708.
 209. *Irvine W.T.* Britannia mine. — Canad. Inst. Min. Met. Jubil., 1948, 2.
 210. *Irvine W.T.* Tulsequah Chief and Big. Bull. mines. — Struct. Geol. Canad. Ore Deposits, 1957, 2.
 211. *Isokangas P.K.* The Vihanti zinc deposit: The mines and quarries of Finland. Helsinki, 1954.
 212. *Jensen M.L., Whittles A.W.G.* Sulfur isotopes Nairne pyrite deposit south Australia. — Miner. deposita, 1969, 4, N 3.
 213. *Joseph L., Grax Jr.* Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rock. — Econ. Geol., 1972, 72, N 4.
 214. *Kahma A.* The main metallogenic features of Finland. — Bull. Geol. Surv. Finl., 1973, 265.
 215. *Kalliokoski J.* Interpretations of structural geology of the Sheridan-Flin-Fion region, Manitoba. — Geol. Surv. Canada, Pap., 1953, N 25.
 216. *Kalliokoski J.* Temperatures of formation and origin of the Migadoo and Brunswick mining and smelting N 6 deposits, New Brunswick, Canada. — Econ. Geol., 1961, 56, N 8.
 217. *Kalliokoski J.* Metamorphic features in North American massive sulfide deposits. — Econ. Geol., 1965, 60, N 3.
 218. *Kanehira K.* Geology and ore deposits of the Chihara mine, Ehime Prefecture Japan. — J. Fac. Sci. Univ., Tokyo, Sect. 2, 1959, 2.
 219. *Kanehira K.* Sulphide ores from the Coronation Mine, Saskatchewan. — Geol. Surv. Canada, Pap., 1969, 68, N 5.
 220. *Kanehira K., Bachinski D.* Framboidal pyrite and concentric textures in ores of the Tilt-Cove mine, northeastern Newfoundland. — Canad. Miner., 1967, 9, N1.
 221. *Kanehira K., Bachinski D.* Mineralogy and textural relationships of ores from the Whalsback Mine, northeastern Newfoundland. — Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 6.
 222. *Kantor J.* Sulfur isotope studies of the stibnite deposits Pezinok, Pernek and Kuchyna from the Male Karpaty, Czechoslovakia. — In: Problems of ore deposition. Sofia: Bulg. Acad. Sci., 1977, vol. 2.
 223. *Kato T.* On the origin of the Kuroko deposits. — J. Geol. Soc. Jap., 1915, 22, N 2.
 224. *Kato T.* Some characteristic features of the ore deposits of Japan related genetically to the late Tertiary volcanic activity. — Jap. J. Geol. and Congr., 1928, 6, N 1/2.
 225. *Kato T.* Mineralization sequence in the formation of the gold-silver veins of the Toi mine. — Jap. J. Geol. and Congr., 1931, 9, N 1/2.
 226. *Kattamis Th.* Etude métallogénique des gisements de pyrite de Kokkinopezoula et d'Agrokippia (Chypre). — Ann. Soc. géol. Belg., 1962, 85, N 7.
 227. *Kautsky G.* Gesichtspunkte zur Stratigraphie des Archaikums in Grenzgebiet zwischen Västerbotten und Norrbotten, Nordschweden. — GFF, 1957, 43.
 228. *Keating B.J.* Massive sulphide deposits in Nova Scotia. — Canad. Mining and Met. Bull., 1960, 53, N 574.
 229. *Kersbiac A.M., Roger G.* Sur la distribution de quelques éléments en traces dans l'encastement des amas pyriteux de la partie centrale de la province Huelva(Espagne). — Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sect. II, 1976, N 5.
 230. *Kinkel A.R., jun.* Geology of the Shasta King mine, Shasta county, California. — Cal. Div. Mines. Spec. Rep., 1951, 16.
 231. *Kinkel A.R., jun.* Structural and stratigraphic control of ore deposition in the West Shasta copper-zinc district, California. — Mining Eng., 1955, 7, N 2.
 232. *Kinkel A.R., jun.* Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism. — Econ. Geol., 1962, 57, N 7.
 233. *Kinkel A.R., jun.* The Ore-Knob massive sulfide copper deposit, North Carolina: An example of recrystallized ore. — Econ. Geol., 1962, 57, N 7.
 234. *Kinkel A.R., jun.* The Ore-Knob massive sulfid deposit. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1967, 558.
 235. *Kinkel A.R., jun., Hall W.E.* Geology of the Mammoth mine, Shasta county, California. — State Cal. Dep. Natur. Resour. Spec. Rep., 1952, 28.
 236. *Kinkel A.R., jun., Hall W.E., Albers J.P.* Geology and base-metal deposits of West Shasta copper-zinc district, Shasta county, California. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1956, 285.
 237. *Kinoshita K.* On the Kuroko deposits. — J. Geol. and Geogr., 1931, 8, N 4.
 238. *Kinoshita K.* The Kuroko deposits in Japan. — In: Metallic deposits in Japan, 1944, 3.
 239. *Koark H.G.* Zur Alterstellung und Entstehung der Sulfiderze von Typus Falun. — Geol. Rdsch., 1962, 52.
 240. *Koo J., Mossman D.J.* Origin and metamorphism of the Flin-Fion stratabound Cu-Zn sulfide deposit, Saskatchewan and Manitoba. — Econ. Geol., 1975, 70, N 1.
 241. *Kraëff A.* Geology and mineral deposits of the

- Hopa-Murgul region (Western part of the province of Artvin, NE Turkey). — Bull. Miner. Resour. and Explor. Inst. Turkey, 1963, N 60.
242. *Kuroda Y.* Petrological study on the metamorphic rocks of the Hitachi district, north-eastern Japan. — Sci. Rep. Tokyo Univ. Educat., Ser. C, 1959, 7, N 1.
243. *Laffite P.* La métallogénie de la France. — Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1966, 8, N 1.
244. *La Ganza R.F.* Pyrite investigations of Nairne, South Australia. — Econ. Geol., 1959, 54, N 5.
245. *La Ganza R.F.* Origin of the Nairne pyrite deposit (Discussion). — Econ. Geol., 1959, 54, N 2.
246. *Lang W.P., Marjoribanks R.W., Rutland R.W.R.* Structure of the Broken Hill mine area and its significance for the genesis of the orebodies. — Econ. Geol., 1978, 73, N 6.
247. *Lang A.H., Goodwin A.M., Malligan R.* et al. Economic minerals of the Canadian shield. — In: Geology and economic minerals of Canada. Ottawa, 1970.
248. *Lang A.H.* The Cordilleran region of Western Canada. — Canad. Inst. Mining and Met. Jubil., 1948.
249. *Lange A.H.* Paragenetische und genetische Untersuchungen an der Schwefelkieslagerstätte Einheit bei Elbingerode(Harz). — Freiberg. Forschungsh C, 1957, 33.
250. *Launay de L.* Gites minéraux et métallifères. Paris; Liege, 1913. Vol. 3.
251. *Lawrence L.J.* The mineral composition of the sulfide ores of the Drake and Rivertree mining fields, New South Wales. — Proc. Australas. Inst. Mining and Met., 1962, N 201.
252. *Laznika P.* Development of nonferrous metal deposits in geological time. — Canad. J. Earth. Sci., 1973, 10, N 1.
253. *Les E.R., Rancourt C.* Geology of the Brunswick mining and Smelting orebodies, Gloucester country, N.B. — Canad. Mining and Met. Bull., 1958, 51, N 551.
254. *Lécolle M.* Succession lithologique et stratigraphique dans la province d'Huelva(Espagne): Position des minéralisations manganisifères et pyriteuses. — C.r. Acad. sci., 1972, 274, N 4.
255. *Lécolle M., Roger G.* Métalloctets lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrite-cuprifère Sud-Ibérique. — C.r. Acad. sci., 1973, 276, N 2.
256. *Love L.G., Zimmerman D.O.* Bedded pyrite and micro-organisms from the Mount Isa shale. — Econ. Geol., 1961, 56, N 5.
257. *Lusk J.* Base metal zoning in the Heath steel B-I orebody, New Brunswick, Canada. — Econ. Geol., 1969, 64, N 5.
258. *Lusk J.* Examination of volcanic-exhalative and biogenic origins for sulfur in the stratiform massive sulfide deposits of New Brunswick. — Econ. Geol., 1972, 67, N 2.
259. *Lawrence L.I.* The mineral composition of the sulfide ores of the Drake and Rivertree mining fields, New South Wales. — Proc. Australas. Inst. Mining and Met., 1962, N 201.
260. *Les E.R., Rancourt C.* Geology of the Brunswick mining and smelting orebodies, Gloucester country, N.B. — Canad. Mining and Met. Bull., 1958, 51, N 551.
261. *Lécolle M.* Succession lithologique et stratigraphique dans la province d'Huelva (Espagne): Position des minéralisations manganésifères et pyriteuses. — C.r. Acad. sci., 1972, 274, N 4.
262. *Lécolle M., Roger G.* Métalloctets lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrite-cuprifère Sud-Ibérique. — C.r. Acad. sci., 1973, 276, N 2.
263. *Little H.W., Belyea H.R., Scott D.F.* et al. Economic minerals of Western Canada. — In: Geology and economic minerals of Canada. Ottawa, 1970.
264. *Love L.G., Zimmerman D.O.* Bedded pyrite and micro-organisms from the Mount Isa shale. — Econ. Geol., 1961, 56, N 5.
265. *Lusk J.* Base metal zoning in the Heath Steel B-I orebody, New Brunswick, Canada. — Econ. Geol., 1969, 64, N 5.
266. *Lusk J.* Examination of volcanic-exhalative and biogenic origins for sulfur in the stratiform massive sulfide deposits of New Brunswick. — Econ. Geol., 1972, 67, N 2.
267. *Machairas G.* La métallogénie du cuivre dans la région de Noranda (Quebec). — Bull. Bur. rech. géol. et minières, 1966, N 4.
268. *Magnusson H.* Persbergs malmtrakt: Berggrunden inom de centrala delarna av Filinstdads Bergslags malmtrakts mamlfyndinher Beskrivning över mineralfyndigheter. — SGU, 1925, 2.
269. *Machairas G.* La métallogénie du cuivre dans la région de Timmins (Quebec). — Bull. Bur. rech. géol. et minières, 1967, N 4.
270. *McIntyre J.I., Wyatt B.W.* Contribution to the regional geology of the Broken Hill area from geophysical data. — BMR J. Austral. Geol. Geophys., 1978, 3.
271. *Magnusson H.* Persbergs malmtrakt: Berggrunden inom de centrala delarna av Filinstdads Bergslags malmtrakts mamlfyndigheter, Beskrivning över mineralfyndigheter. — SGU, 1925, 3.
272. *Magnusson N.* The origin of the iron in central Sweden and the history of their alterations. Oslo, 1970, Pt 1.
273. *Makela M.* A study of sulfur isotopes in the Outokumpu ore deposit, Finland. — Bull. Geol. Surv. Finl., 1974, 267.
274. *Markham N.L.* Some genetic aspects of the Mt. Lyell mineralization. — Miner. deposita, 1968, 3, N 3.
275. *Marmo V.* On the possible genetical relationship between sulphide shists and ores. — Intern. Geol. Congr., 1960, 21.
276. *Marmo V.* On the sulphide and sulphide-graphite shists of Finland. — Bull. Commis. géol. Finl., 1960, N 190.
277. *Mathias B.V., Clark G.J., Norris D., Russell R.E.* The Hilton deposit-stratiform silver-lead-zinc mineralization of the Mount Isa type. — Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys. Austral., 1973, N 141.
278. *Mattews D.M., Lort J., Vertue T.* et al. Seismic velocities at the Cyprus outcrop. — Nature. Phys. Sci., 1971, 231, N 26.
279. *McAllister A.L.* Massive sulphide deposits in New Brunswick. — Canad. Mining and Met. Bull., 1960, 53, N 574.
280. *Mikkola A.* On the sulphide mineralization in the Vihanti zinc deposit, Finland. — Bull. Commis. géol. Finl., 1963, 205.
281. *Mikkola A., Vaisanen S.* Remobilization of sulphides in the Outokumpu and Vihanti ore deposits, Finland. — In: Intern. Geol. Congr. 24th Sess. Montreal. 1972.
282. Mount-Lyell — Tasmania's copper king. — Austral. Mining, 1977, 69, N 8.
283. *Mukaijama H.* Genesis of sulphur deposits in

- Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Ser. II, 1959, N 11.
284. *Nelson N.E.* Hidden Creek mine. — Canad. Inst. Mining and Met. Jubil., 1948.
285. *Nickel E.* Die Barium-Eisen-Verteilung in Meggen Lager. — Chem. Erde, 1956, 18, H. 3.
286. *Odman O.H.* Boliden, Sweden. — In: Ore deposits as related to structural features. Princeton (N.J.), 1942.
287. *Ochler J.H., Logan R.G.* Microfossils, cherts and associated mineralization in the proterozoic McArthur (N.Y.C.) lead-zinc-silver deposit. — Econ. Geol., 1977, 72, N 8.
288. *Oftedal Chr.* Oversikt over Grongfeltets malmforrekommster. — Norg. geol. unders., 1968, 202.
289. *Ohashi R.* On the origin of Kuroko of the Kosaka mine. — J. Geol. Soc. Jap., 1919, 26, N 2.
290. *Ohashi R.* Form and genesis of Kuroko-type deposits. — Mining Geol. (Tokyo), 1962, 12, N 3.
291. *Oldershaw W.* Geological and geochemical survey of the Captains Flat area, New South Wales. — Commonw. Austral. Rep., 1965, N 101.
292. Outline of the Furutobe mine. Mitsubishi Metal Min. Co Ltd, 1966.
293. Outlook of Ainaï mine. Nitto Metal Min. Co Ltd, 1966.
294. *Payne I.G., Bratt J.A., Stone B.G.* Deformed mesozoic volcanogenic Cu-Zn sulfide deposits in the Britannia district, British Columbia. — Econ. Geol., 1980, 75, N 5.
295. *Plimer I.R.* Les gisements stratiformes de plomb et zinc de Broken Hill (Australie). — Chron. rech. minière, 1978, 46, N 442.
296. *Pollak A.* Kieslagerstätten des ostentischen Gebirges. — Berg. und Hüttenmänn Monatsh., 1963, 108, N 4.
297. *Pyke D.R., Middleton R.S.* Distribution and characteristics of the sulphide ores of the Timmins area. — Canad. Mining and Met. Bull., 1971, 64, N 710.
298. *Reed B.L., Eberlein G.D.* Massive sulphide deposits near Shellabarger Pass, Southern Alaska Range, Alaska. — Geol. Surv. Bull., 1972, 1342.
299. *Reichstein V.M.* Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingröder Raum. — Geol. Jb., 1959, H. 1.
300. *Richards J.R.* Lead isotope data on three North Australian galena localities. — Miner. deposita, 1975, 10, N 4.
301. *Rickard D.T., Zweifel H.* Genesis of Precambrian sulfide ores Skellete district, Sweden. — Econ. Geol., 1975, 70, N 2.
302. *Roberts R.G.* The geological setting of the Mattagami Lake mine, Quebec: A volcanogenic massive sulfide deposit. — Econ. Geol., 1975, 70, N 1.
303. *Robinson W.B.* Geology of the Eastern Creek volcanics in the Mount Isa district. — Proc. Austral. Inst. Mining and Met., 1968, N 26, pt 2.
304. *Roscoe S.M.* Geochemical and isotopic studies, Noranda and Matagami areas. — Canad. Mining and Met. Bull., 1965, 58, N 641.
305. *Roscoe W.E.* Geology of the Caribou deposit, Bathurst, New Brunswick. — Canad. J. Earth Sci., 1971, 8, N 9.
306. *Rose E.R., Sanford B.V., Hacquebard P.A.* Economic minerals of South-eastern Canada. — In: Shipment and economic minerals of Canada. Ottawa, 1970.
307. *Rouhunkoski P.* On the geochemistry of the Vihanti zinc ore deposit, Finland. — Bull. Commiss. géol. Finl., 1968, N 236.
308. *Routhier P.* Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. — C.r. Acad. sci., 1946.
309. *Routhier P.* Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes de gîte de Saint-Veran (Hautes Alpes). — Bull. Soc. franc. minér. et cristallogr., 1946, 69.
310. *Routhier P., Delcey R., Limasset J.C.I.* Etude préliminaire des gîtes cuprifères corses. — In: Archives du BRGM. Orléans, 1956—1957.
311. *Routhier P.* Les gisements métallifères: Géologie et principes de recherche. P., 1963.
312. *Rutledge D.W.* Brunswick mining and smelting corporation N 6 and 12 mines. — In: Intern. Geol. Congr. 24th Sess. Montreal, 1972.
313. *Ryall W.R.* Mercury distribution in the Woodlawn massive sulfide deposit (New South Wales). — Econ. Geol., 1979, 74, N 6.
314. *Saksela M.* Die Entstehung der Outokumpu Erze in Lichte der tektonischmetamorphen Stoffmobilisierung. — Neues Jb. Miner. Abh., 1957, 1.
315. *Sangster D.F.* Isotopic studies of oreleands in the Hanson Lake-Flin-Fion-Snow Lade mineral belt, Saskatchewan and Manitoba. — Canad. J. Earth Sci., 1972, 2, N 5.
316. *Sangster D.F.* Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review. — Geol. Surv. Canada Pap., 1972, N 72-22.
317. *Sangster D.F.* Geology and ore deposits of the Flin-Fion region, Manitoba. — Canad. J. Earth Sci., 1978, 15, N 7.
318. *Sangster D.F.* Geology of Canadian lead and zinc deposits. — Geol. Surv. Canada, Pap., 1973, N 73-1A.
319. *Sato T.* Ore deposits and mechanism of its formation of Uchinotai Western ore body, Kosaka mine, Akita prefecture, Japan. — Mining Geol. (Tokyo), 1968, 18, N 4.
320. *Sakby J.D., Stephens Y.F.* Carbonaceous matter in sulphide ores from Mount Isa and McArthur river. — Miner. deposita, 1973, 8, N 2.
321. *Scheffler H.* Lagerstättenkundliche Besonderheiten der Grube Einheit. (Wernigerode, 1963).
322. *Schermerhorn L.J.G.* The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian pyrite belt. — Miner. deposita, 1970, 5, N 3.
323. *Schermerhorn L.J.G.* Pyrite emplacement by gravity flow. — Bol. geol. y minero, 1971, 82, N 3/4.
324. *Schroll E.* Kieslagerstätten auf Chalkidike, Kassandra und Eisenmanganerzlagerstätten bei Kavalla. — Mitt. Osterr. miner. Ges., 1957/1960, 118.
325. *Schumacher F.* The ore deposits of Yugoslavia and the development of mining industry. — Econ. Geol., 1954, 49, N 5.
326. *Searle D.L.* Mode occurrence of the cuprififerous pyrite deposits of Cyprus. — Trans. Inst. Mining and Met., 1972, 81, N 792.
327. *Sekine Y., Okano T., Ohmachi H.* Metallogenic features of the Japanese islands. — In: Abstr. Pap. Geol. Sci. XI Pacific Sci. Congr. Proc., 1966, vol. 4.
328. *Sharpe J.I.* Field relations of Matagami sulphide masses bearing on their desposition in time and space. — Canad. Mining and Met. Bull., 1965, 58, N 641.
329. *Shimada M.* On the folding structure in the eastern area of the Hitachi mine; study of the geo-

- logy and ore deposits of the Hitachi mine, Ibaraki prefecture, Japan. — *Mining Geol. (Tokyo)*, 1955, 5, N 2.
330. *Shiozaki H.* On the keratophytic rocks associated with bedded cupriferrous pyrite ore deposits in the Nako mine, Japan. — *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1961, 9, N 2.
331. *Sinclair W.D.* A volcanic origin for the N 5 Zone of the Horne mine, Noranda, Quebec. — *Econ. Geol.*, 1971, 66, N 8.
332. *Skinner B.J.* The geology and metamorphism of the Naire pyritic formation and a sedimentary sulfide deposit in South Australia. — *Econ. Geol.*, 1958, 53, N 5.
333. *Smeving J.D., Simonian K.O., Gass J.D.* Metabasalts from the Troodos massif, Cyprus: Genetic implication. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1975, 51, N 1.
334. *Smith C.H., Skinner R.* Geology of the Bathurst-Newcastle mineral district. — *New Min. and Met. Bull.*, 1958, 51, N 551.
335. *Solomon M.* Geology and mineralization of Tasmania. — In: 8th Min. Met. Congr., 1965, vol. 1.
336. *Solomon P.J.* Investigations into sulfide mineralization at Mount Isa, Queensland. — *Econ. Geol.*, 1965, 60, N 4.
337. *Spence C.D., Rosen-Spence A.F.* The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. — *Econ. Geol.*, 1975, 70, N 1.
338. *Spijer S.E.* Geologie de la region de Venaco (Corse). Amsterdam, 1955.
339. *Stanton R.L.* Lower paleozoic mineralization near Bathurst, New South Wales. — *Econ. Geol.*, 1955, 50, N 7.
340. *Stanton R.L.* Mineralogical features and possible mode of emplacement of the Brunswick mining and smelting ore bodies, Gloucester County, New Brunswick. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1959, 52, N 570.
341. *Stanton R.L.* The application of sulphur isotope studies in ore genesis theory. — a suggested model. — *N.Z.J. Geol. and Geophys.*, 1960, N 3.
342. *Stevenson J.S.* New developments in Sudbury geology. The Onaping ash-flow sheet Sudbury, Ontario. — *Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.*, 1972, N 10.
343. *Stockwell C.H., McGlynn J.C., Emslie R.F.* et al. Geology of the Canadian shield. — In: *Geology and economic minerals of Canada*. Ottawa, 1970.
344. *Stockwell C.H., Tupper W.M.* Geology of the Brunswick N 6 and 12 mining area, Gloucester county, New Brunswick. — *Geol. Surv. Canada Pap.*, 1966, N 65-13.
345. *Strauss G.K., Madel J.* Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite belt. — *Geol. Rdsch.*, 1974, 63, N 1.
346. *Suffel G.G.* Remarks on some sulphide deposits in volcanic extrusives. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1965, 58, N 642.
347. *Sundius N.* Grythyttensfältete Geologi. — *SGU. Ser. C*, 1923, 312.
348. *Superceanu C.I.* Die Geosynclinal-Lagerstättenprovinzen Rumänies. — *Geol. Rdsch.*, 1967, 56, H. 3.
349. *Supriya R.* Mineralogy and paragenesis of lead-zinc-copper ores of the Bathurst Newcastle district, New Brunswick. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1961, 72.
350. *Swanson C.O., Gunning H.C.* Sullivan mine. — *Canad. Inst. Mining and Met. Jubil.*, 1948.
351. *Swanson E.A., Brown R.L.* Geology of the Buchans orebodies. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1962, 55, N 605.
352. *Takeda H.* Metamorphism of wall rocks of some bedded cupriferrous pyrite ore deposits in the Sanbagawa metamorphic zone. — *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, 1963, N 12.
353. *Takeo B.* Ophiolite from the Ergani mining district, southeastern Turkey. — *Mining Geol. (Tokyo)*, 1974, 24, N 4.
354. *Takeuchi T., Nambu M., Suzuki M., Okada K.* Germanium-bearing black ores from the Kamikata Mine, Aomori prefecture. — *Mining Geol. (Tokyo)*, 1956, N 5.
355. *Takeuchi T., Takahashi I., Abe H.* Wall-rock alteration and genesis of sulfure and iron sulphide deposits in North-eastern Japan. — *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3*, 1966, 9, N 3.
356. *Tatsumi T.* Volcanism and ore genesis. Tokyo: Univ. press, 1970.
357. *Tempelman-Kluit D.J.* Geology and origin of the Faro, Vangorda and Swim concordant zinc-lead deposits, Central Yukon territory. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1972, N 208.
358. *Thomson J.E.* Massive sulphide occurrences in Ontario. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1960, 53, N 575.
359. *Torsten du Rietz.* Huvnddragen av Garpenberstrakens Berbyggnad, Stockholm, 1968.
360. *Tuominen H., Mikkola T.* Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijarvi region as related to folding. — *Bull. Commis. géol. Finl.*, 1950, 150.
361. *Tupper W.M., Bachinski D.J., Boyle R.W.* The geology, mineralogy and geochemistry of the Captain sulphide deposit, Gloucester and North Cemberland counties, New Brunswick. — *Geol. Surv. Canada*, 1968, N 66-18.
362. *Tzonev D.* Evolution of the mineral paragenesis in the Radka and Elishista cupriferrous pyritic deposits, Panagyurishte ore district, Bulgaria. — In: *Problems of ore deposition*. Sofia, 1977, vol. 2.
363. *Upadhyay A.D., Dewey J.F., Neale E.R.W.* The Betts cove ophiolite complex, Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle. — *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 1971, 24, N 1.
364. *Upadhyay H.D., Smitheringale W.J.* Geology of the Gullbridge Copper Deposit, Newfoundland: Volcanogenic sulfides in Cordierite-Anthophyllite Rocks. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1972, 9, N 9.
365. *Upadhyay H.D., Strong D.F.* Geological setting of the Betts cove copper deposits, Newfoundland: An example of ophiolite mineralization. — *Econ. Geol.*, 1973, 68.
366. *Utada M.* Zonal distribution of authigenic zeolites in the Tertiary pyroclastic rocks in Mogami district, Yamagata prefecture. — *Sci. Rep. Coll. Gen. Educat. Univ. Tokyo*, 1965.
367. *Vähätalo V.* On the geology of Outokumpu ore deposit in Finland. — *Bull. Commis. géol. Finl.*, 1953, 161.
368. *Varma A.* The copper-zinc-lead ore deposit of Orijarvi Geologinen Tutkimuslaitos. — *Geotekn. julk. Geol. tutkimuslait.*, 1954, 55.
369. *Varma A.* The copperzinc ore deposits of Aijala and Metsämontu. — In: *The mines and quarries of Finland*. Helsinki, 1954.
370. *Väurinen H.* Über die Mineralparagenese der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijarvi. — *Bull. Commis. géol. Finl.*, 1933, N 109.

371. *Vie G.* Gites de pyrite de la province de Huelva. — *Echo min. met.*, 1955, N 3/6.
372. *Vokes F.M.* Mines in South and Central Norway. — In: *Intern. Geol. Congr. 21st Sess. Norden*, 1960.
373. *Vokes F.M.* Remarks on the origin of the Cyprus pyritic ore. *Discussion on symposium on stratabound sulphides.* — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1966, 59, N 647.
374. *Vokes F.M.* Regional metamorphism of the Paleozoic geosynclinal sulphide ore deposits of Norway. — *Trans. Inst. Mining and Met.*, 1968, N 77.
375. *Wade M.L., Solomon M.* Geology of the Mt. Lyell mines, Tasmania. — *Econ. Geol.*, 1958, 53, N 4.
376. *Walker F.T., Walker W.J.* Discussion structural and stratigraphic control of the ore deposition in the West Shasta copper-zinc district by A.R. Kinkel. — *AJME Trans.*, 1955, 201.
377. *Walker R.R., Matulich A., Amos A.C. et al.* The geology of the Kidd Creek mine. — *Econ. Geol.*, 1975, 70.
378. *Watanabe T., Tatsumi T.* Genesis of the iron sulphide deposits. — In: *Progress in econ. geol.* Tokyo, 1956.
379. *Watanabe T., Iwao S.* Genesis of ore deposits in Japan. — In: *Mineral resources of Japan (Nippon Kosanshi)*. 1959, pt A.
380. *Watanabe T., Tatsumi T.* The stratabound metalliferous deposits in relation to mineralogentic provinces and epochs in Japanese islands. — In: *Abstr. Pap. Geol. Sci. XI Pacific Sci. Congr.*, 1966, vol. 4.
381. *Whitehead R.E.* Environment of stratiform sulphide deposition, variation in Mn:Fr ratios in host rocks at Heath steel mine, New Brunswick, Canada. — *Miner. deposita*, 1973, N 8.
382. *Whitemore D.R.E.* Geology of the Coronation copper deposit. — *Geol. Surv. Canada, Pap.*, 1969, 68, N 5.
383. *Wickman F.R., Blomqvist N.G., Geijer P. et al.* Isotopic constitution of ore lead in Sweden. — *Miner. Geol.*, 1962, 3.
384. *Williams D.* Gossanized breccia-ores, jarosites and jaspers at Rio Tinto, Spain. — *Bull. Inst. Mining and Met.*, 1960, 60, N 526.
385. *Williams D.* Volcanism and ore deposits. — *Freiberg. Forschungsh. C.*, 1966, 210.
386. *Williams H.* Geology and mineral deposits of the Chisel Lake map-area, Manitoba. — *Geol. Surv. Canada Met.*, 1966, 342.
387. *Williams H.* Studies of the base metal sulfide deposits at McArthur river, Northern Territory, Australia. I Cooly and Rige deposits. — *Econ. Geol.*, 1978, 73, N 6.
388. *Wilson H.D.B., Anderson D.T.* The composition of Canadian sulphide ore deposits. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1959, 52, N 570.
389. *Yamaguchi I.* Alteration minerals of green tuffs in the Uchimura district, Nagano prefecture (pt 1). — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1965, 17, N 836.
390. *Zankl H.* Magmatismus und Bauplan des ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harsitales, NE—Anatolien. — *Geol. Rdsch.*, 1962, 51, H. 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава 1. БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ (В.И. Робонен, С.И. Рыбаков)	4
Геологическое положение и особенности состава руд Финляндии (5). Особенности генезиса колчеданных месторождений (9). Геологическое положение колчеданных месторождений Швеции (11). Особенности геологии рудного поля Шелефтео (11). Вопросы генезиса колчеданных руд поля Шелефтео (15). Центральная Швеция (16). Представления о генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Центральной Швеции (21)	
Глава 2. НОРВЕГИЯ (В.И. Робонен, С.И. Рыбаков)	23
Лёксдальский тип (23). Тип Перос (25). О генезисе и метаморфизме колчеданных руд (26)	
Глава 3. КАНАДА (Е.И. Богданова)	27
Канадский щит (27). Месторождение пояса Абитиб-Вава (30). Месторождения пояса Амиск (44). Колчеданные месторождения района Садбери (50). Аппалачская складчатая система (52). Рудный район Батерст-Ньюкасл (53). Колчеданные месторождения острова Ньюфаундленд (63). Колчеданные месторождения Юго-Восточного Квебека (69). Кордильеры (72). Западная зона Кордильер (77)	
Глава 4. ЗАПАД США (Е.И. Богданова)	81
Рудный район Джером (81). Западная Шаста (83). Восточная Шаста (90)	
Глава 5. АВСТРАЛИЯ (Е.И. Богданова)	92
Рудное поле Маунт-Айза (97). Колчеданные месторождения Тасмании (105). Восточная Австралия (109).	
Глава 6. ИСПАНИЯ И ПОРТУГАЛИЯ (Е.И. Богданова)	114
Глава 7. ФРАНЦИЯ (В.И. Старостин, Н.И. Еремин)	124
Раннегерцинские месторождения (124). Раннеальпийские месторождения (125).	
Глава 8. ФЕДЕРАТИВНАЯ РЕСПУБЛИКА ГЕРМАНИЯ И ГЕРМАНСКАЯ ДЕМОКРАТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА (Е.И. Богданова)	128
Глава 9. ЧЕХОСЛОВАКИЯ (Е.И. Богданова)	136
Рудный район Есеник (137). Западные Карпаты (138). Месторождения Малых Карпат (139).	
Глава 10. РУМЫНИЯ (Е.И. Богданова)	142
Глава 11. БОЛГАРИЯ (Е.И. Богданова)	144
Панагюрский рудный район (135).	
Глава 12. ЮГОСЛАВИЯ И ГРЕЦИЯ (Е.И. Богданова)	150
Динарская металлогеническая зона (152).	
Глава 13. КИПР (Е.И. Богданова)	157
Глава 14. ТУРЦИЯ (Е.И. Богданова)	163
Рудное поле Эргани-Маден (163). Месторождения Северной Турции (166).	
Глава 15. ЯПОНИЯ (В.Л. Русинов)	168
Введение (168). Вопросы металлогении и геотектонического районирования (169). Стратиграфия вмещающих толщ (170). Структурные условия локализации рудных тел (176). Морфология, минеральный состав и зональность рудных тел (179). Метаморфизм вмещающих пород и руд (181). Околорудные изменения боковых пород (185). Вопросы генезиса (186). Заключение (187).	
Глава 16. ФИЛИППИНЫ (Е.И. Богданова)	187
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Е.И. Богданова)	190
ЛИТЕРАТУРА	206

3р. 40 к.

4/70